

Über Wassermassen und Strömungen im Bereich des europäischen Kontinentalrandes westlich von Irland

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften am Fachbereich
Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von

Christian Mohn

aus
Berchtesgaden

Hamburg
2000

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten
von Prof. Dr. Jens Meincke
und Dr. Corinna Schrum

Hamburg, den 02.02.2000

Prof. Dr. U. Bismayer
Dekan
des Fachbereichs Geowissenschaften

Für Hans Mohn
(Laß es Dir gutgehen)

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
1.1 Geomorphologie des Untersuchungsgebietes	3
1.2 Überblick der Wassermassen des subpolaren Nordatlantik	4
1.3 Überblick der schelfnahen Zirkulation westlich von Irland	13
2. Datenbasis	15
2.1 Meßprogramm	15
2.2 Datenverarbeitung	19
2.2.1 CTD	19
2.2.2 ADCP	20
2.2.3 Sauerstoff und Nährstoffe	23
3. Hydrographie des nordwesteuropäischen Schelfrandes	25
3.1 Einführung	25
3.2 Klassifikation der Wassermassen im Untersuchungsgebiet	26
3.3 Räumliche Wassermassenverteilung und zeitliche Veränderlichkeit	29
3.3.1 ENAW	29
3.3.2 MW und SAIW	30
3.3.3 LSW	31
3.4 Diskussion	32
3.5 Zusammenfassung	35
4. Der Schelfrandstrom westlich von Irland	36
4.1 Einführung	36
4.2 Wassermassen und Strömungen im Bereich des irischen Schelfrandes	36
4.2.1 Hydrographie des SEC im Juni/Juli 1995	37
4.2.2 Phytoplanktonverteilungen im Juni/Juli 1995	41
4.2.3 Strömungsverhältnisse im Juni/Juli 1995	43
4.2.4 Berechnung der Volumentransporte	48
4.3 Zeitliche Veränderlichkeit der Schichtung und Strömung	52
4.4 Diskussion	55
4.5 Zusammenfassung	61

5. Hydrographische Beobachtungen an der Porcupine - Bank	62
5.1 Einführung	62
5.2 Aspekte der Wechselwirkung zwischen Bodentopographie und Strömung	63
5.2.1 Das Prinzip der Taylor - Säule	63
5.2.2 Gezeitenerzeugte topographische Wellen	65
5.3 Das Massen- und Strömungsfeld im Bereich der Porcupine - Bank	66
5.3.1 Struktur des kuppennahen Temperatur- und Dichtefeldes	66
5.3.2 Stabilität der Schichtung	70
5.3.3 Struktur des kuppennahen Strömungsfeldes	73
5.4 Diskussion	82
5.5 Zusammenfassung	88
6. Numerische Prozeßstudien zur Zirkulation an der Porcupine - Bank	89
6.1 Einführung	89
6.2 Beschreibung des numerischen Modells	90
6.3 Modellkonfiguration	91
6.4 Thermodynamische Effekte und Antrieb des Modells	95
6.4.1 Dichteverteilung	95
6.4.2 Antrieb des Modells	97
6.5 Simulation des Einflusses der Schichtung auf die kuppennahe Zirkulation	99
6.5.1 Stetige Anströmung der Bank	99
6.5.2 Periodische Anströmung der Bank	105
6.6 Diskussion	110
6.7 Zusammenfassung	116
7. Zusammenfassung	117
Abkürzungsverzeichnis	123
Literaturverzeichnis	125

1. Einleitung

Der oberflächennahe Transport von warmen, salzreichen Wassermassen des subpolaren Nordatlantik durch den Rockall - Kanal zwischen Schottland und den Faroer - Inseln bildet eine wichtige Komponente des Einstroms in die Norwegische See (*Worthington, 1970*). Diese Wassermassen liegen im Temperatur- und Salzgehaltsbereich des ENAW (Östliches Nordatlantikwasser, *Harvey (1982)*) und weisen gegenüber den Eigenschaften des Subpolarwirbels deutlich höhere Salzgehalte auf. ENAW wird durch winterliche Konvektion salzreichen Oberflächenwassers im Bereich der Grenze zwischen dem Subpolar- und Subtropenwirbel westlich von Portugal gebildet. Ein bedeutender Anteil von ENAW wird im Verlauf des östlichen Schelfrandstroms (SEC - Shelf Edge Current) nach Norden transportiert (*Pollard et al., 1996*). Somit leistet der SEC einen wichtigen Beitrag zur Wärme- und Salzbilanz der Norwegischen See (*van Aken und de Boer, 1996; Hill und Mitchelson - Jacob, 1993*). Der SEC ist in Teilregionen des westeuropäischen Schelfrandes umfangreich dokumentiert, v.a. in der Biskaya (siehe z.B. *Pingree und Le Cann, 1990*) und im Rockall - Kanal (siehe z.B. *Huthnance, 1986; White und Bowyer, 1997*). Aus diesen Untersuchungen geht hervor, daß der Verlauf des SEC Schwankungen unterworfen ist, die im Bereich kurzfristiger und saisonaler Zeitskalen liegen. Ein erheblicher Zuwachs der Transportraten ist vor allem nördlich der Porcupine - Bank bis zum Wyville - Thomson - Rücken zu beobachten, der auf zusätzliche Beimischungen von Wassermassen des Nordostatlantik zurückgeführt wird, die mit dem NAC (Nordatlantischer Strom) in den Rockall - Kanal transportiert werden (*Huthnance und Gould, 1989*).

Das Untersuchungsgebiet umfaßt ein bisher wenig befahrenes Teilgebiet des europäischen Kontinentalrandes westlich von Irland zwischen der nördlichen Biskaya und dem südlichen Eingang des Rockall - Kanals und wird im folgenden Abschnitt detailliert beschrieben. Diesem Gebiet kommt aufgrund seiner topographischen Besonderheiten eine Schlüsselrolle für die Eigenschaften der schelfnahen Zirkulation zu. Neben Diskontinuitäten im polwärtigen Verlauf des SEC sind vor allem im Bereich der Porcupine - Bank starke Wechselwirkungen zwischen der Topographie und umgebenden Strömungen zu erwarten.

Ziel dieser Arbeit ist es, die Ausbreitungswege und zeitliche Schwankungen des SEC im Untersuchungsgebiet zu bestimmen und die Mechanismen der Wechselwirkungen zwischen der Bodentopographie der Porcupine - Bank und dem umgebenden Strömungsfeld hin-

sichtlich der Bildung einer sog. Taylor - Kappen - Zirkulation zu identifizieren und zu bewerten. Nach einer allgemeinen Einführung der Eigenschaften und Zirkulationspfade der wichtigsten Wassermassen des subpolaren Nordatlantik werden der verwendete Datensatz und die Methoden der Datenverarbeitung beschrieben. Anschließend erfolgt eine Bestimmung der Wassermassen der tiefen Ozeanregionen im Bereich des Kontinentalrandes westlich von Irland auf der Grundlage des verwendeten Datensatzes. Mit Hilfe der Auswertung der räumlichen Verteilung wichtiger Schichtungsparameter aus quasi - synoptischen Schnitten werden danach die grundlegenden Eigenschaften des SEC und seiner zeitlichen Veränderlichkeit untersucht. Im Rahmen der Interpretation der Meßergebnisse werden darüberhinaus Ergebnisse aus Phytoplanktonmessungen berücksichtigt. Aus der Kombination von akustischen Strömungsmessungen und Geostrophie wird anschließend die Struktur des oberflächennahen Strömungsfeldes vorgestellt und eine Abschätzung der Transportraten durchgeführt.

Den Schwerpunkt der Arbeit bildet die Untersuchung des Massen- und Strömungsfeldes im Bereich der Porcupine - Bank. Studien an isolierten unterseeischen Kuppen, z.B. der Rockall - Bank im Nordostatlantik (*Dooley*, 1984) und Fieberling - Guyot im Nordostpazifik (*Beckmann und Haidvogel*, 1997), zeigen auffällige Anomalien des kuppennahen Strömungsfeldes in Form einer stationären Zirkulationszelle über dem Kuppenplateau mit deutlich erhöhten Strömungsamplituden im Bereich der Kuppenflanken. In diesen Untersuchungen wurden derartige Effekte überwiegend als Folge der Bildung einer Taylor - Kappe oder der resonanten Anregung topographischer Wellen durch Gezeiten interpretiert. Diese Auswirkungen unterseeischer Kuppen auf ozeanische Strömungen haben eine große Bedeutung für lokale Wassermasseneigenschaften, die Nährstoffverteilung und biologische Aktivität. In der vorliegenden Arbeit wird die Situation an der Porcupine - Bank eingehend analysiert. Neben der Auswertung von hydrographischen und Strömungsdaten kommt das regionale Strömungsmodell SPEM (Sigma - coordinate Primitive Equation Model) zum Einsatz. Durch die Kombination von Meßdaten und numerischen Prozeßstudien soll ein detailliertes Bild der kuppennahen Zirkulation der Porcupine - Bank entworfen werden.

Den Ausgangspunkt dieser Arbeit bilden Beobachtungen, die im Rahmen des SEFOS - Projektes (SEFOS - Shelf Edge Fisheries and Oceanography Studies) der Europäischen Gemeinschaft zwischen 1994 und 1995 vom IfM HH (Institut für Meereskunde der Universität Hamburg) in Zusammenarbeit mit der BAH (Biologische Anstalt Helgoland) im Bereich des europäischen Kontinentalrandes westlich von Irland durchgeführt wurden. SEFOS wurde als multidisziplinäre Studie zur Untersuchung der Wechselwirkungen zwischen der Lebensgeschichte kommerziell bedeutender Fischarten und der physikalischen Umwelt an der Grenze Schelf - Ozean entlang des europäischen Kontinentalrandes von

der Südspitze Portugals bis Norwegen konzipiert. Die Bemühungen wurden im Verlauf der Untersuchungen um Fragen hinsichtlich der Kontinuität sowie der räumlichen und zeitlichen Variabilität des SEC entlang seiner Gesamtausdehnung erweitert. Im Bereich des SEC werden die Laichgebiete bedeutender Bestände wirtschaftlich wichtiger Fischarten (z.B. Blauer Wittling, Seehecht, Stöcker und Makrele) vermutet. Hydrographische Feldmessungen sollten in diesem Zusammenhang ein realistisches Bild des SEC und angrenzender Wassermassen liefern. Darüberhinaus wurden umfangreiche Modellstudien zur Simulation der Larvendrift im gesamten Untersuchungsgebiet von SEFOS (*Bartsch und Coombs, 1997*) auf der Grundlage des Zirkulationsmodells HAMSOM (HAMBURG Shelf Ocean Model) durchgeführt. Die Modellstudien hatten das Ziel, Hilfestellungen bei der Beantwortung fischereibiologischer Fragestellungen nach dem Einfluß physikalischer Prozesse des Systems Schelf - Ozean auf die Lebensgeschichte der angesprochenen Fischarten geben.

1.1 Geomorphologie des Untersuchungsgebietes

Abb. 1.1 liefert einen Überblick der wichtigsten topographischen Merkmale des Untersuchungsgebietes auf der Grundlage des digitalen Küsten- und Tiefenliniendatensatzes GEBCO (*BODC, 1994*). Als nördlichster Ausläufer des Westeuropäischen Beckens erreicht die Porcupine - Tiefsee - Ebene Tiefen bis 4800 m und wird im Osten durch den irischen Kontinentalrand und im Norden durch den Rockall - Kanal begrenzt. Der Verlauf des irischen Kontinentalrandes weist zwischen 49°N und 50°N ausgeprägte Anomalien in Form starker meridionaler Änderungen der Bodentopographie auf. Nördlich von Goban - Spur öffnet sich die Porcupine - Seabight, eine nahezu isolierte, beckenartige Struktur mit Tiefen bis 2500 m. Nördlich und westlich der Porcupine - Seabight erhebt sich die Porcupine - Bank als südliche Grenze des Rockall - Kanals. Der Rockall - Kanal verläuft zwischen dem Rockall - Plateau und dem schottischen Kontinentalrand bei einer mittleren Tiefe von 2000 m und wird nördlich von 58°N von zahlreichen unterseeischen Kuppen flankiert. Der Rockall - Kanal bildet eine wichtige Verbindung für den Transport subpolarer Wassermassen in das Norwegische Becken.

Die Porcupine - Bank bildet eine auffällige topographische Besonderheit. Sie ist durch eine rückenartige Struktur gekennzeichnet und liegt westlich des irischen Schelfrandes zwischen 51.5°N und 53.5°N sowie 13°W und 15°W . Die Hauptachse der Bank erstreckt sich von Norden nach Süden in Höhen zwischen 170 m und 500 m unter dem Meeresspiegel (Abb. 1.1). Die Bank ist charakterisiert durch ein ellipsenförmiges Plateau mit einer mittleren Tiefe von 200 m und einer Fläche von 3250 km^2 . Die maximale Länge des Plateaus beträgt 65 km, die maximale Breite 50 km. Der südliche Teil der Porcupine - Bank ist durch die Porcupine - Seabight vom Irischen Schelf getrennt. Nach Westen hin fällt die Porcupi-

ne - Bank bis auf Tiefen von 4000 m in die nördliche Porcupine - Tiefenebene und den südlichen Eingang des Rockall - Kanals bis auf 2500 m steil ab. Im Bereich des zentralen Kuppenplateaus nahe 53.5°N besteht keine klare Trennung zwischen der Banktopographie und dem irischen Kontinentalrand. Die maximalen Wassertiefen betragen zwischen der östlichen Kuppenflanke und dem irischen Schelfrand weniger als 300 m.

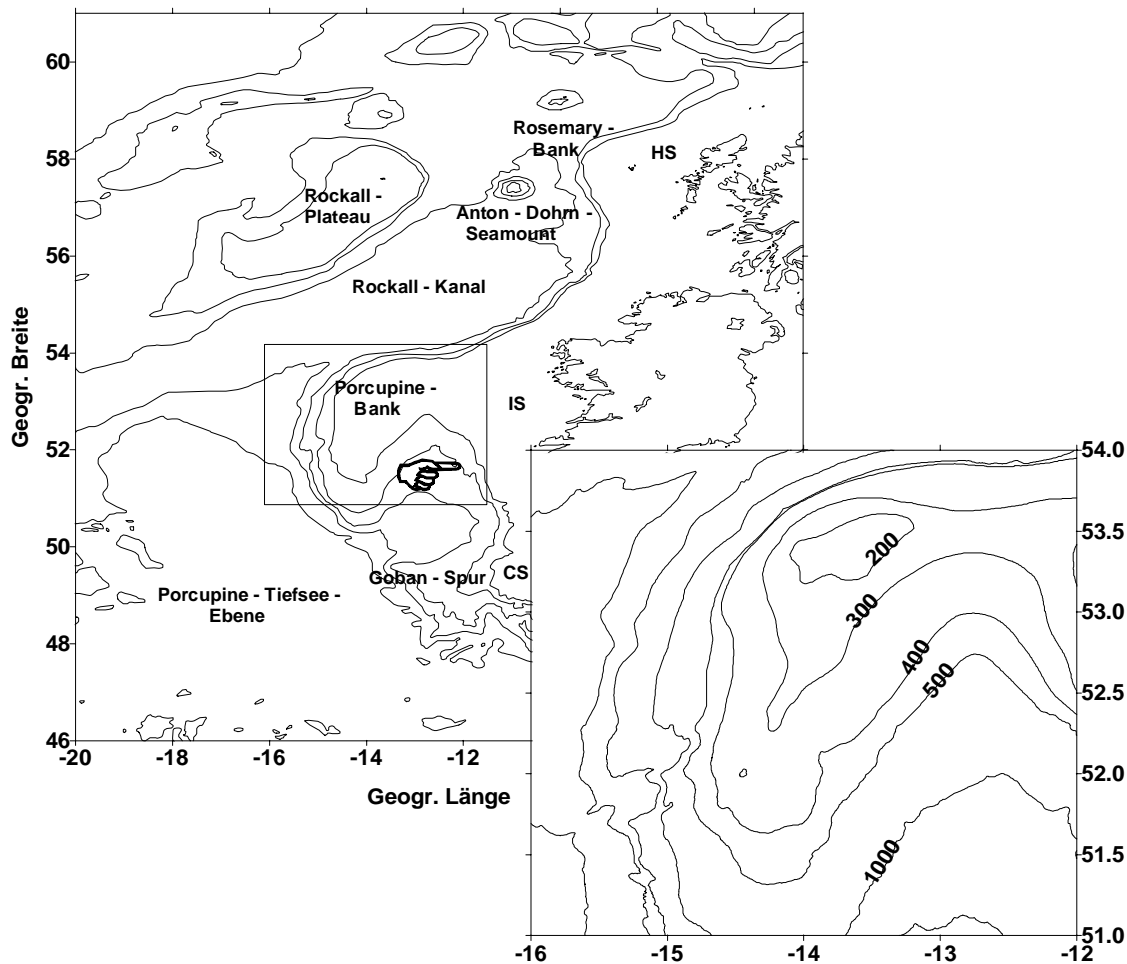


Abb. 1.1: Topographie des Nordostatlantik auf der Basis des digitalen GEBCO - Datensatzes (BODC, 1994). Das Intervall der Tiefenlinien beträgt 500 m zwischen 500 m und 4500 m (CS = Keltischer Schelf, IS = Irischer Schelf, HS = Hebridischer Schelf). Der Kartenausschnitt zeigt eine detaillierte Darstellung der Porcupine - Bank - Region.

1.2 Überblick der Wassermassen des subpolaren Nordatlantik

Als Grundlage für die Interpretation eigener Forschungsergebnisse bzgl. der lokalen Wassermassen- und Strömungscharakteristik im Untersuchungsgebiet soll in diesem Abschnitt eine Übersicht der großräumigen Wassermassenverteilung im subpolaren Nordostatlantik gegeben werden. Neben einer Auswertung verfügbarer Quellen aus der Literatur werden dabei auch aktuelle Ergebnisse von Beobachtungen innerhalb des WOCE - Projektes

(WOCE - World Ocean Circulation Experiment) berücksichtigt. In diesem Zusammenhang sind vor allem die vom IfM HH entlang des WOCE - Schnittes A1E zwischen 1991 und 1997 regelmäßig durchgeführten Meßkampagnen von Bedeutung. Die Beschreibung der Wassermasseneigenschaften erfolgt anhand der hydrographischen Parameter potentielle Temperatur (Θ) und Salzgehalt (S). Darüberhinaus werden die Ursprungsgebiete und Ausbreitungswege der für das SEFOS - Gebiet relevanten Wassermassen skizziert. Die Abkürzungen für Bezeichnungen von Wassermassen und Strömungen orientieren sich an der Terminologie der klassischen englischsprachigen Literatur.

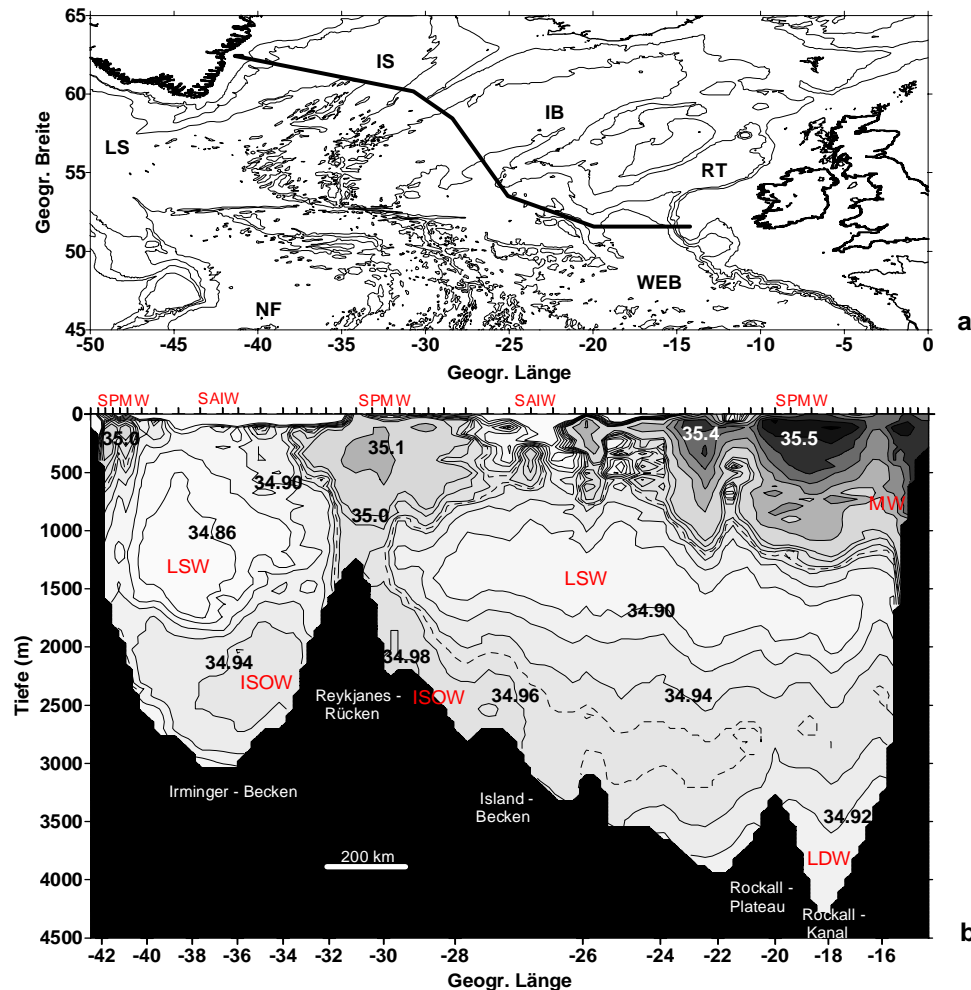


Abb. 1.2: Geographische Lage des WOCE - Schnittes A1E (a) (LS = Labradorsee, IS = Irmingersee, IB = Island - Becken, RT = Rockall - Kanal, NF = Neufundland - Becken, WEB = Westeuropäisches Becken). Vertikalverteilung des Salzgehaltes (b) entlang des WOCE - Schnittes A1E im September 1991 (*Bersch, 1995*).

Abb. 1.2 zeigt die Salzgehaltsverteilung entlang des Schnittes WOCE - A1E im September 1991 im subpolaren Nordostatlantik von der Westküste Grönlands bis zum europäischen Kontinentalrand (*Bersch, 1995*). Die oberflächennahe Wassersäule wird west-

lich des Rockall - Plateaus von salzreichem SPMW (Subpolares Modewasser) und salzarmem SAIW (Subarktisches Zwischenwasser) dominiert, während die anomal hohen Salzgehalte unterhalb der saisonalen Deckschicht im Bereich des Rockall - Kanals den Einfluß von ENAW (Östliches Nordatlantikwasser) repräsentieren. Das Absinken der Isohalinen in Richtung des westeuropäischen Kontinentalrandes auf eine Tiefe von etwa 1000 m ist auf den Einfluß von MW (Mittelmeerwasser) zurückzuführen. Die Zwischenschicht im Tiefenbereich 1000 m - 2000 m ist durch LSW (Labradorseewasser) charakterisiert, das im gesamten subpolaren Nordostatlantik durch ein intermediäres Salzgehaltsminimum identifizierbar ist. Die bodennahen Schichten umfassen salzreiches ISOW (Island - Schottland - Overflow Wasser) unmittelbar westlich und östlich des Reykjanes - Rückens sowie salzarmes LDW (Unteres Tiefenwasser) im Bereich des südlichen Eingangs des Rockall - Kanals.

SPMW und ENAW

Die Eigenschaften und Ausbreitung von SPMW im Nordatlantik wurden von *McCartney und Talley* (1982) detailliert analysiert. SPMW wird in der oberflächennahen Wassersäule durch winterliche Konvektion im Verlauf des NAC (Nordatlantischer Strom) gebildet. Der Kern dieser Wassermasse ist somit durch ein relatives Minimum der potentiellen Vorticity charakterisiert und erfaßt die Schicht unterhalb der saisonalen Deckschicht und oberhalb der permanenten Dichtesprungschicht. Die von *Bersch et al.* (1999) auf der Basis umfangreicher hydrographischer Datensätze zusammengefaßte horizontale Salzgehaltsverteilung in 200 m Tiefe verdeutlicht die Ausbreitungswege des SPMW nördlich von 45°N (Abb. 1.3). Südlich der Subarktischen Front breitet sich SPMW mit dem NAC über den Mittelatlantischen Rücken im Bereich der Charlie - Gibbs - Bruchzone nach Osten aus. Ein Teil des SPMW rezirkuliert mit dem Subtropenwirbel nach Südosten. Der Hauptanteil des SPMW wird nördlich der Subarktischen Front innerhalb des zyklonalen Subpolarwirbels mit dem Irminger- und Ostgrönlandstrom in das Irminger - Becken und Labrador - Becken sowie nach Nordosten über den Island - Faröer - Rücken in das Norwegische Becken transportiert (*McCartney und Talley*, 1982; *Tsuchiya et al.*, 1992).

Harvey (1982) definiert die salzreiche Variante des SPMW südlich des Rockall - Plateaus als ENAW. Umfangreiche Untersuchungen, u.a von *Ellett et al.* (1986) und *van Aken und Becker* (1997) identifizieren ENAW als wesentlichen Bestandteil der oberflächennahen Wassersäule des Westeuropäischen Beckens von Portugal bis in den Rockall - Kanal. Über die Quelle der salzreichen Anomalie des ENAW existieren verschiedene Theorien. Nach *Reid* (1979) und *Harvey* (1982) sind Vermischungsprozesse mit dem polwärtigen Arm des Mittelmeeraustroms für die im Vergleich zum Nordwestatlantik relativ hohen Salzgehalte des ENAW verantwortlich. *Pollard und Pu* (1985) widerlegen diese Theorie mit dem Hinweis auf Beobachtungen westlich von Portugal, wonach salzreiches Wasser oberhalb von 300 m durch eine Salzgehaltsminimumschicht vom Kern des Mittelmeeraustroms getrennt

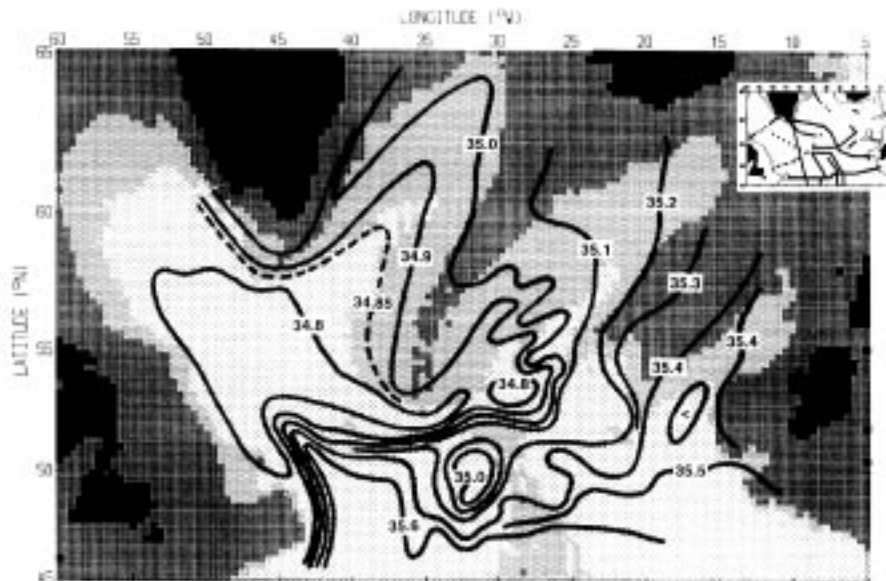


Abb. 1.3: Horizontalverteilung des Salzgehaltes in 200 m Tiefe (*Bersch et al., 1999*).

ist. Die Autoren favorisieren vielmehr eine Anreicherung von salzreichem Oberflächenwasser in größeren Tiefen aufgrund der im westeuropäischen Becken stärkeren winterlichen Konvektion als primäre Quelle der hohen Salzgehalte des ENAW. Starke Konvektionsergebnisse, wie sie von *Meincke* (1986) im Bereich des südlichen Rockall - Kanals bis in 600 m Tiefe beobachtet werden, können jedoch zu direkten Vermischungsprozessen mit MW führen und somit zu einem Eintrag von salzreichem MW in die Kernschicht des ENAW. Jüngere Studien von *Pollard et al.* (1996) bestätigen diese Ergebnisse und schließen eine Advektion von salzreichem Wasser durch den NAC östlich von 20°W als primären Bildungsmechanismus aufgrund der niedrigeren Salzgehalte von WNAW (Westliches Nordatlantikwasser) aus.

SAIW

SAIW wird innerhalb des Subpolarwirbels an der nördlichen Grenze der Subarktischen Front durch winterliche Konvektion gebildet. Die reine Form dieser Wassermasse ist durch niedrige Temperaturen und Salzgehalte im Bereich $\Theta = 4^\circ\text{C} - 7^\circ\text{C}$ und $S < 34.90$ charakterisiert. SAIW wird im Bereich der Subpolarfront nahe 52°N durch Subduktion in die permanente Dichtesprungschicht eingetragen (*Dietrich, 1969; Arhan, 1990*). Dieser Prozeß ist hauptverantwortlich für die Ventilation der permanenten Dichtesprungschicht und wird u.a. von *Karstensen* (1999) ausführlich beschrieben.

Abb. 1.4 zeigt die Ausbreitungswege des subduzierten SAIW südlich und östlich der Subpolarfront nach Untersuchungen von *Dietrich* (1969). Die subduzierte Form des SAIW breitet sich von seiner Quellregion sowohl nach Südwesten bis in das Neufundland -

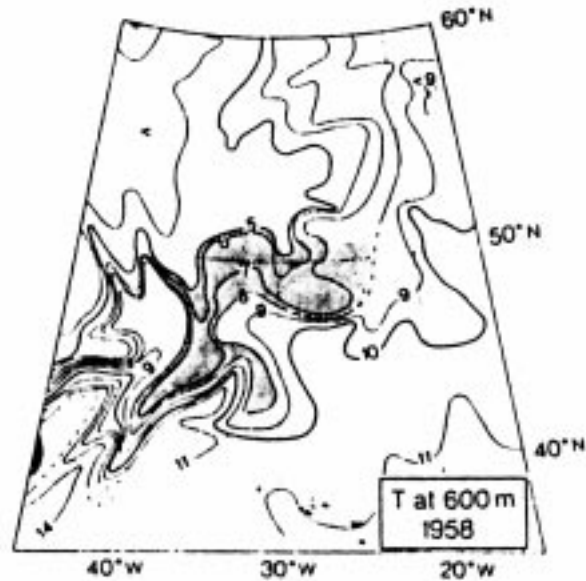


Abb. 1.4: Ausbreitungswege von subduziertem SAIW am Beispiel der Temperaturverteilung in 600 m Tiefe (*Dietrich, 1969*).

Becken, als auch mit dem nördlichen Arm des NAC nach Osten aus, wo es bis östlich von 20°W als stabile Salzgehaltsminimumschicht identifizierbar ist (*Arhan, 1990; Wade, 1995*). Das Vordringen von SAIW in das Westeuropäische Becken unterliegt deutlichen saisonalen Schwankungen. Durch die von *Meincke (1986)* beschriebene winterliche Abkühlung der Meeresoberfläche im Bereich des südlichen Rockall - Kanals wird die Wassersäule bis in Tiefen von etwa 600 m konvektiv durchmischt. Das SAIW ist in dieser Jahreszeit als eigenständige Wassermasse nicht mehr exakt nachweisbar (*Ellett et al., 1986*). Mit der Ausbildung der sommerlichen Deckschicht ist hingegen ein ausgeprägtes SAIW - Signal in Tiefen zwischen 500 m und 800 m nördlich von 51°N bis in den Bereich des europäischen Kontinentalrandes westlich der Porcupine - Bank zu verfolgen (*Arhan et al., 1994*).

MW

MW wird im Verlauf des Ausstroms des warmen, sehr salzreichen Levantinischen Zwischenwassers ($\Theta \approx 13^\circ\text{C}$, $S = 38.4$) durch die Straße von Gibraltar gebildet. Aufgrund seiner hohen Dichte sinkt dieses Wasser bis auf Tiefen zwischen 1000 m und 1200 m ab. Durch die Vermischung mit kälteren und salzärmeren atlantischen Wassermassen nehmen die Salzgehalte des Mittelmeeraustroms mit zunehmender Entfernung von der Straße von Gibraltar deutlich ab. Die Größenordnung des Salzgehaltsmaximums des MW beträgt im östlichen Madeira - Becken zwischen Portugal und Nordwestafrika etwa 36.6 in einer Tiefe von 1200 m (*Zenk, 1971*).

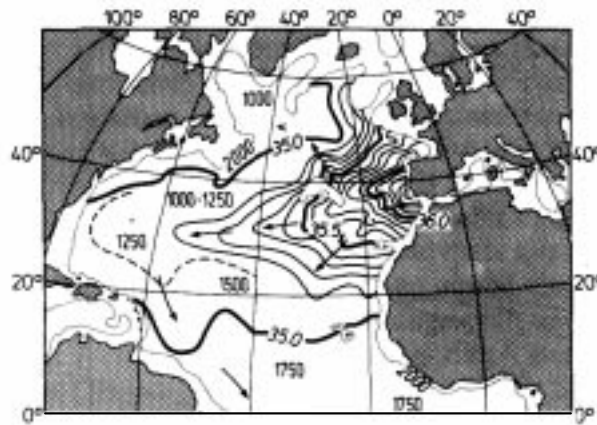


Abb. 1.5: Ausbreitungswege von MW in der Tiefe des intermediären Salzgehaltsmaximums (*Wüst, 1935*). Durchgezogene Linien repräsentieren die Größenordnung, einzelne Tiefenangaben die Tiefenlage des MW - Salzgehaltsmaximums. Die gepunktete Linie zeigt die 2000 m - Tiefenlinie.

In diesem Niveau breitet sich das MW fächerförmig nach Westen und Norden aus und ist bis in das Gebiet südlich des Rockall - Kanals als intermediäre Salzgehaltsmaximum- und Sauerstoffminimumschicht in Tiefen zwischen 800 m und 1000 m eindeutig zu identifizieren (Abb. 1.5). Die von *Reid* (1979) prognostizierte Bedeutung von MW für den Eintrag salzreichen Wassers in die Norwegische See ist relativ unklar. Innerhalb des Rockall - Kanals erfolgt eine deutliche Erosion der MW - Charakteristika, die zum einen durch starke winterliche Konvektion in diesem Gebiet, zum anderen durch die saisonale Ausbreitung von SAIW bis an den westeuropäischen Kontinentalrand hervorgerufen wird. Darüberhinaus sind in den Beobachtungen von *Arhan et al.* (1994) und *van Aken und Becker* (1997) keine Hinweise für einen nordwärtigen Transport von MW durch den zentralen Rockall - Kanal erkennbar. Die Autoren vermuten, daß stark modifiziertes MW ausschließlich mit dem von *Huthnance* (1986) beschriebenen Randstrom entlang des schottischen Kontinentalabhangs nach Norden verfrachtet wird.

LSW

LSW ist das Endprodukt der Modifikation des SPMW im Subpolarwirbel und wird in der zentralen Labrador - See durch winterliche Konvektion gebildet. Dieser Konvektionsprozeß erzeugt eine vertikal homogene Wassersäule, die am Ende der Konvektionsperiode Tiefen bis etwa 2000 m erreichen kann (*Wallace und Lazier, 1988*). Als Folge dieses Prozesses ist LSW durch niedrige Salzgehalte, schwache vertikale Dichtegradienten und hohe Konzentrationen an Sauerstoff und anthropogenen Spurenstoffen charakterisiert. Die Intensität der winterlichen Konvektion und damit die Bildungsraten von LSW unterliegen dekadischen Schwankungen (*Dickson et al., 1996; Sy et al., 1997*). Aus Zeitserien hydrographischer Messungen der letzten 30 Jahre in der zentralen Labrador - See ermitteln *Sy*

et al. (1997) zwei Perioden intensiver Bildung von LSW, von 1972 bis 1976 und seit Ende der 80er Jahre. Anhand des Minimums der potentiellen Vorticity verfolgen *Talley und McCartney* (1982) drei Hauptausbreitungswege von LSW, die in Abb. 1.6 schematisch zusammengefaßt sind.

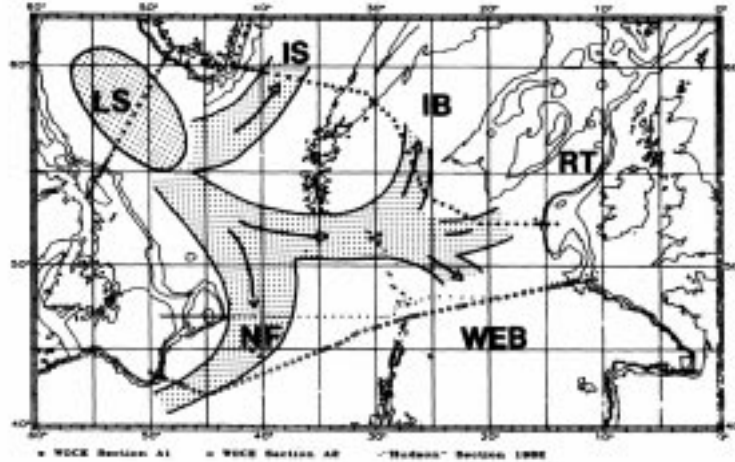


Abb. 1.6: Schematische Darstellung der Hauptausbreitungswege des LSW (*Sy et al.*, 1997) im subpolaren Nordatlantik (LS = Labradorsee, IS = Irmingersee, IB = Island - Becken, RT = Rockall - Kanal, NF = Neufundland - Becken, WEB = Westeuropäisches Becken).

Von seiner Quellregion wird LSW nach Norden in das Irminger - Becken, im Verlauf des NAC zwischen 50°N und 52°N nach Osten sowie mit dem tiefen westlichen Randstrom entlang des nordamerikanischen Kontinentalrandes nach Süden transportiert. Östlich des Mittelatlantischen Rückens gabelt sich die ostwärtige LSW - Komponente in Richtung des Island - Beckens und des europäischen Kontinentalrandes westlich der Porcupine - Bank. In diesem Gebiet erfolgt eine erneute Aufspaltung von LSW nach Nordosten in den Rockall - Kanal und nach Südosten in das Iberische Becken (*Arhan et al.*, 1994; *Sy et al.*, 1997). Im Gegensatz zur kontinuierlichen Zwischenwasserventilation in der Labrador - See und im Island - Becken, erfolgt zwischen 1991 und 1996 südlich des Rockall - Kanals eine unregelmäßige Erneuerung von LSW, die sich insbesondere zwischen 1995 und 1996 in einer anomalen Temperaturzunahme ausdrückt. *Bersch et al.* (1999) führen dieses Phänomen auf eine starke Zunahme der Dicke der SPMW - Schicht zurück, die in diesem Zeitraum ein Vordringen von erneuertem LSW bis an den europäischen Kontinentalrand verhindert.

ISOW

ISOW wird als Mischprodukt der kalten, salzarmen subarktischen Wassermassen NSDW (Norwegensee - Tiefenwasser) und AIW (Arktisches Zwischenwasser) sowie des warmen, salzreichen SPMW gebildet. Der größte Anteil von ISOW entsteht als Folge des Einstroms von NSDW über den Island - Faröer - Rücken in das Island - Becken. Während das NSDW in große Tiefen absinkt, erhält es Beimischungen von SPMW, die zu dem für ISOW charakteristischen Salzgehaltsmaximum in einer mittleren Größenordnung von $S = 34.98$ in Tiefen zwischen 2000 m und 2500 m östlich des Reykjanes - Rückens führen (*van Aken und de Boer*, 1996). Ein kleiner Anteil von ISOW ist im Rockall - Kanal nachweisbar (*Ellett und Martin*, 1973) und resultiert aus Beiträgen von AIW und NSDW durch den Faröer - Bank - Kanal, die während des Absinkens entlang der südlichen Flanke des Wyville - Thomson - Rückens mit ENAW modifiziert werden. Das tiefe Salzgehaltsmaximum des ISOW erreicht in diesem Gebiet Werte von $S = 34.99$ in Tiefen zwischen 1800 m und 2000 m (siehe z.B. *Ellett und Martin*, 1973; *Ellett et al.*, 1986).

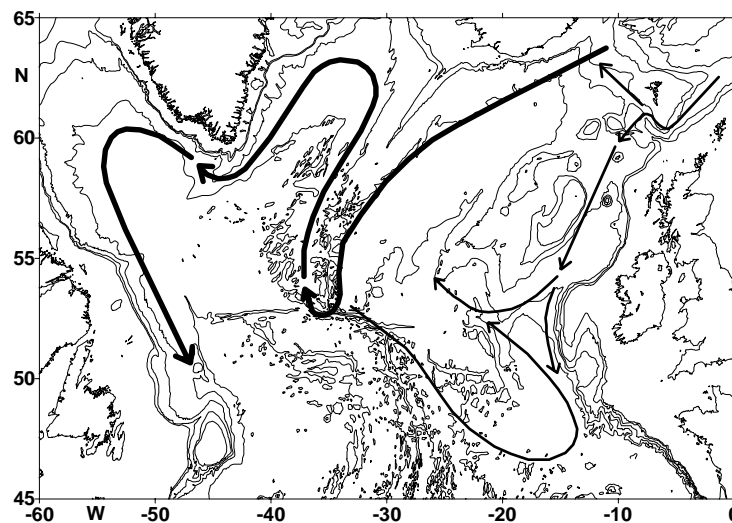


Abb. 1.7: Schematische Darstellung der Hauptausbreitungswege des ISOW (nach *Harvey und Theodorou*, 1986; *McCartney*, 1992; *Dickson und Brown*, 1994).

Abb. 1.7 skizziert die schematischen Ausbreitungswege von ISOW durch das Island - Becken und den Rockall - Kanal anhand verschiedener Quellen (*Harvey und Theodorou*, 1986; *McCartney*, 1992; *Dickson und Brown*, 1994). ISOW wird entlang des Reykjanes - Rückens im tiefen Island - Becken nach Süden und weiter nach Westen durch die Charlie - Gibbs - Bruchzone transportiert. Im Irminger - Becken bildet ISOW einen Teil der großskaligen zyklonalen Rezirkulation des subpolaren Nordatlantik (*McCartney*, 1992). Südlich des Wyville - Thomson - Rückens breitet sich ISOW bis an den Eingang des Rockall - Kanals aus. In diesem Bereich erfolgt eine Aufspaltung des ISOW. Auf der

Grundlage geostrophischer Berechnungen beobachten *Harvey und Theodorou* (1986) eine Fortsetzung des ISOW aus dem Rockall - Kanal südlich des Rockall - Plateaus in das Island - Becken. Neuere Untersuchungen von *Woelk* (1999) entlang der WOCE - Schnitte A1E und A2 auf der Grundlage eines inversen Boxmodells liefern Hinweise auf eine südwärtsige Komponente von Rockall - Kanal - ISOW in der nördlichen Porcupine - Tiefsee - Ebene.

LDW

LDW resultiert aus der Vermischung von AABW (Antarktisches Bodenwasser) und NADW (Nordatlantisches Tiefenwasser). AABW breitet sich von seiner Quellregion im antarktischen Zirkumpolarstrom nach Norden aus. Westlich des Mittelatlantischen Rückens überquert AABW den Äquator und dringt in die tiefen westlichen Becken des Nordatlantik vor. Ein bedeutendes Volumen von AABW wird durch den Vema - Kanal nahe 11°N in die Becken östlich des Mittelatlantischen Rückens transportiert. Auf dem Weg nach Norden vermischt sich AABW mit der untersten Stufe des NADW. Dieser Prozeß führt zu einer deutlichen Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffzunahme sowie einer Nährstoffabnahme gegenüber den Kerneigenschaften des AABW im Südatlantik (*McCartney*, 1992). Die modifizierte Form des AABW im Nordostatlantik bezeichnet *McCartney* (1992) als LDW. Typische Temperatur- und Salgehaltswerte liegen südlich des Rockall - Plateaus bei $\Theta = 2.5^\circ\text{C}$ und $S = 34.92$ in Tiefen > 3500 m (*Bersch*, 1995), im Maury - Kanal westlich des Rockall - Plateaus bei $\Theta = 2.24^\circ\text{C}$ und $S = 34.94$ unterhalb von 3000 m (*van Aken und de Boer*, 1996).

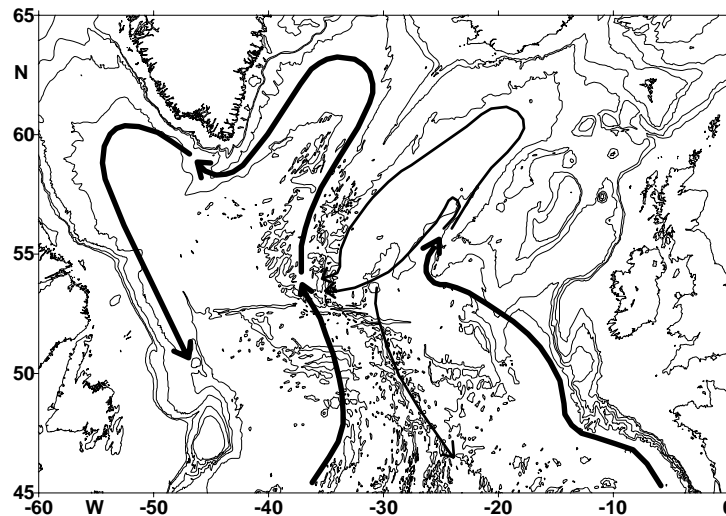


Abb. 1.8: Schematische Darstellung der Hauptausbreitungswege des LDW (nach *McCartney*, 1992; *van Aken und de Boer*, 1996).

Abb. 1.8 zeigt die schematischen Ausbreitungswege von LDW im subpolaren Nordatlantik

nach *McCartney* (1992) und *van Aken und de Boer* (1996). Westlich des Mittelatlantischen Rückens durchquert LDW das Neufundland - Becken und rezirkuliert im Bereich der subpolaren Becken als Teil des tiefen westlichen Randstroms nach Süden. Im westeuropäischen Becken ist eine Konzentration von LDW entlang des östlichen Kontinentalrandes zu beobachten (*McCartney*, 1992). Diese Komponente des LDW wird südlich des Rockall - Plateaus nach Westen abgelenkt und durch den Maury - Kanal in das Island - Becken transportiert. Silikat - Messungen von *van Bennekom* (1985) sowie eine quantitative Wassermassenanalyse von *van Aken und de Boer* (1996) zeigen, daß etwa 60% - 70% des LDW im Island - Becken innerhalb des Maury - Kanals nach Südwesten verfrachtet wird und somit nur ein geringer Anteil von LDW zur zyklonalen Tiefenzirkulation des Island - Beckens beiträgt.

1.3 Überblick der schelfnahen Zirkulation westlich von Irland

Der Nachweis der Existenz eines polwärtigen Randstroms entlang des westeuropäischen Schelfrandes ist seit geraumer Zeit Bestandteil umfangreicher Untersuchungen im Zusammenhang mit fischereibiologischen Fragestellungen nach der Wechselwirkung zwischen Laich - und Wanderungsverhalten kommerziell bedeutender Fischarten und der ozeanischen Zirkulation in schelfnahen Fischgründen. Auf der Grundlage der Beobachtungen von *Swallow et al.* (1977) diskutierten zunächst *Ellett et al.* (1979) die Hypothese eines kontinuierlichen Randstroms von der Iberischen Halbinsel bis in die nördliche Nordsee. In ihrer Zusammenfassung weisen die Autoren jedoch auf die Notwendigkeit systematischer, hochauflösender Feldmessungen und intensiver Prozeßstudien auf der Basis numerischer Strömungsmodelle für allgemeingültige Aussagen hinsichtlich der Kontinuität und Dynamik eines geschlossenen östlichen Randstromsystems hin.

Ellett et al. (1986) liefern eine Übersicht der mittleren oberflächennahen Zirkulation für das Gebiet des Rockall - Kanals zwischen 49°N und 62°N (Abb. 1.9). Danach umrundet warmes, salzreiches Wasser subtropischen Ursprungs als polwärtiger Randstrom die Südspitze der Porcupine - Bank und wird entlang des Kontinentalrandes weiter in den Rockall - Kanal transportiert. Dieses Bild wird in *Pingree und Le Cann* (1990) durch Modellergebnisse weitgehend bestätigt. Der SEC zeichnet sich in diesen Darstellungen durch einen kontinuierlichen Volumentransport entlang des westeuropäischen Schelfrandes zwischen dem Keltischem Schelf und dem Wyville - Thomson - Rücken aus, der durch eine erhebliche Zunahme nördlich der Porcupine - Bank in Verbindung mit dem Einstrom von Wassermassen des NAC durch den Eingang des Rockall - Kanals gekennzeichnet ist (*Huthnance und Gould*, 1989). Typische Transportraten liegen bei 1.5 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) im Sommer und 2.5 Sv im Winter mit Strömungsgeschwindigkeiten zwischen 10 cms^{-1} und 20 cms^{-1} (*Huthnance*, 1986). In numerischen Modellstudien wird ein südwärts gerichtete

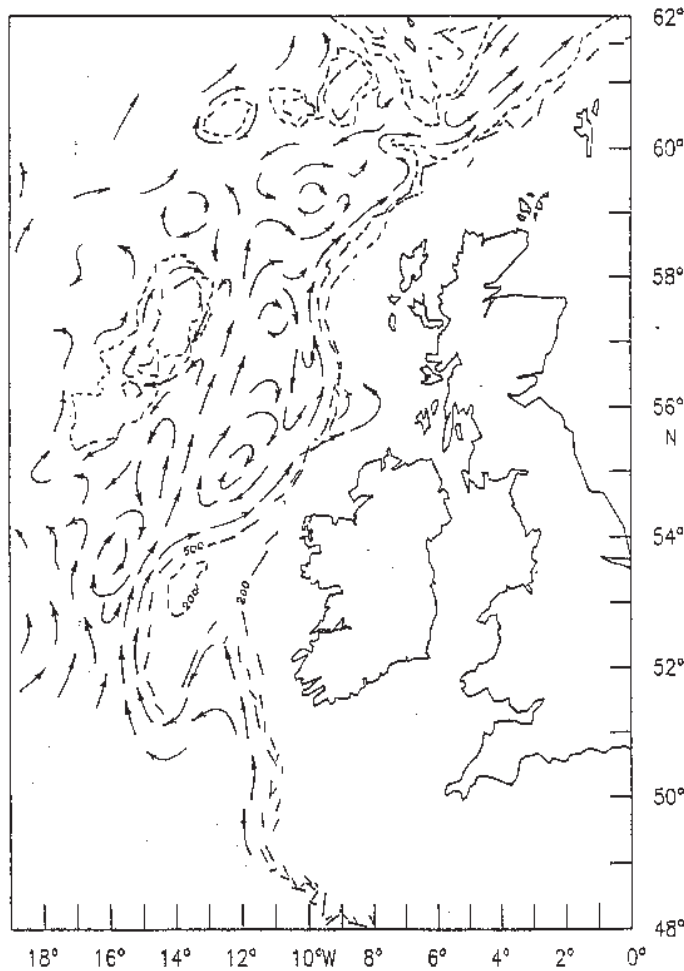


Abb. 1.9: Schematische Darstellung der oberflächennahen Zirkulation des schelfnahen Nordostatlantik (*Ellett et al.*, 1986).

ter Druckgradient als primärer Antriebsmechanismus des SEC identifiziert (*Pingree und Le Cann*, 1990). Der SEC ist nördlich der Porcupine - Bank durch einen schmalen Kern warmen, salzreichen Wassers in den oberen 300 m der Wassersäule entlang des steilen Kontinentalabhangs zwischen dem Irischen und Hebridischen Schelf charakterisiert, der im Winter die Oberfläche erreicht und im Sommer auf Tiefen unterhalb der saisonalen Temperatursprungschicht begrenzt bleibt (*Booth und Ellett*, 1983; *Hill und Mitchelson - Jacob*, 1993). Die warme, salzreiche Anomalie des SEC relativ zur umgebenden Wassersäule resultiert nach *Pollard und Pu* (1985) aus dem im Winter zu beobachtenden konvektiven Eintrag von warmem, salzreichen Oberflächenwasser in größere Tiefen vor der Westküste Portugals.

2. Datenbasis

Dieses Kapitel gibt einen Überblick der dieser Arbeit zugrunde liegenden Datenbasis. Neben einer Übersicht der einzelnen Meßkampagnen werden die wichtigsten Schritte der Datenverarbeitung für die verwendeten Meßparameter vorgestellt und eine Bewertung der Datenqualität durchgeführt.

2.1 Meßprogramm

Im Rahmen des SEFOS - Projektes waren 15 Forschungseinrichtungen aus 8 europäischen Ländern an der Erforschung der Wechselwirkungen fischereibiologischer und physikalischer Prozesse in den schelfnahen Gebieten des Nordostatlantik beteiligt. Um Erkenntnisse über Kontinuität, Variabilität und Dynamik der schelfnahen Zirkulation zu gewinnen, wurden 21 Standardschnitte über das gesamte SEFOS - Gebiet verteilt, die so oft wie möglich befahren werden sollten. Die geographische Lage und Ausdehnung der Standardschnitte sind in Abb. 2.1 zusammengefaßt und wurden in Zusammenarbeit der beteiligten Institute festgelegt. Die Bemühungen des IfM HH und der BAH konzentrierten sich dabei auf das Gebiet der Porcupine - Seabight und Porcupine - Bank im Bereich des irischen Schelfrandes sowie auf die benachbarten ozeanischen Regionen nördlich und westlich der Porcupine - Bank.

In diesem Zusammenhang wurden jeweils 2 umfassende, interdisziplinäre Meßkampagnen vom IfM HH (FS Valdivia - Fahrten 144/1 (V144/1) und 153 (V153)) und von der BAH (FS Heincke - Fahrten 56 (H56) und 70 (H70)) in den Jahren 1994 und 1995 im Untersuchungsgebiet durchgeführt. Dabei wurde das SEFOS - Standardschnittprogramm um zusätzliche Schnitte erweitert, um eine möglichst hohe Datenabdeckung in Regionen mit stark variabler Bodentopographie zu gewährleisten. Die während dieser Expeditionen gewonnenen hydrographischen und Strömungsdatensätze bilden die Datengrundlage dieser Arbeit hinsichtlich der Analyse der Wassermassencharakteristik und Strömungsdynamik im Bereich des nordwesteuropäischen Schelfrandes.

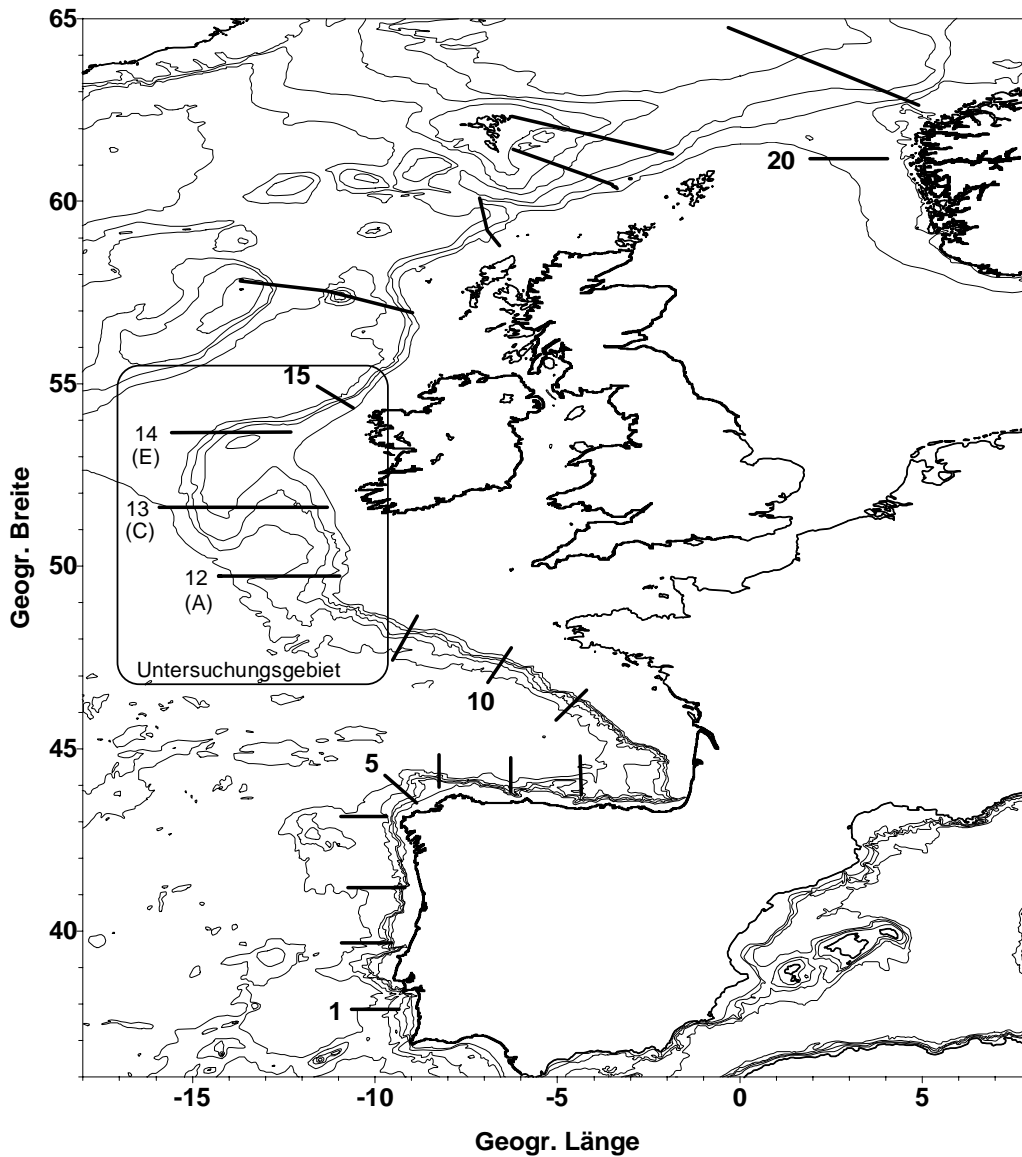


Abb. 2.1: Geographische Lage des Untersuchungsgebietes (IfM HH und BAH) und der SEFOS - Standardschnitte

Tab. 2.1 und Abb. 2.2 liefern einen Überblick der geographischen Lage des Stationsnetzes, des Beobachtungszeitraums und der physikalischen, biologischen und chemischen Meßparameter. Das hydrographische Meßprogramm umfaßt insgesamt 388 CTD - Stationen, die entlang ausgewählter Schnitte senkrecht zum Schelfrand aufgenommen wurden. Davon entfallen 234 Stationen auf die Fahrten V144/1 und V153 (Abb. 2.2 a und b, Tab. 2.1) und 154 Stationen auf die Fahrten H56 und H70 (Abb. 2.2 c und d, Tab. 2.1).

Die Messungen wurden mit CTD - Systemen des Typs Seabird 911 (V144/1, V153) bzw. ME (H56, H70) in Verbindung mit Kranzwasserschöpfern durchgeführt. Während der Fahrt V153 war die maximale Einsatztiefe der Seabird 911 - Sonde aufgrund technischer Probleme mit der Einleiterwinde auf 3000 m begrenzt, die gerätebedingte Einsatztiefe der

Reise	Zeitraum	Schiff	Institut	Meßprogramm
V144/1	April/Mai 1994	FS Valdivia	IfM HH	CTD, ADCP, Ichtyoplankton
V153	Juni/Juli 1995	FS Valdivia	IfM HH	CTD, ADCP, O ₂ , Nährstoffe, Ichtyoplankton, Phytoplankton
H56	März/April 1994	FS Heincke	BAH	CTD, Ichtyoplankton
H70	Mai 1995	FS Heincke	BAH	CTD, Ichtyoplankton

Tab. 2.1: Überblick der im Rahmen des SEFOS - Projektes durchgeführten Meßkampagnen

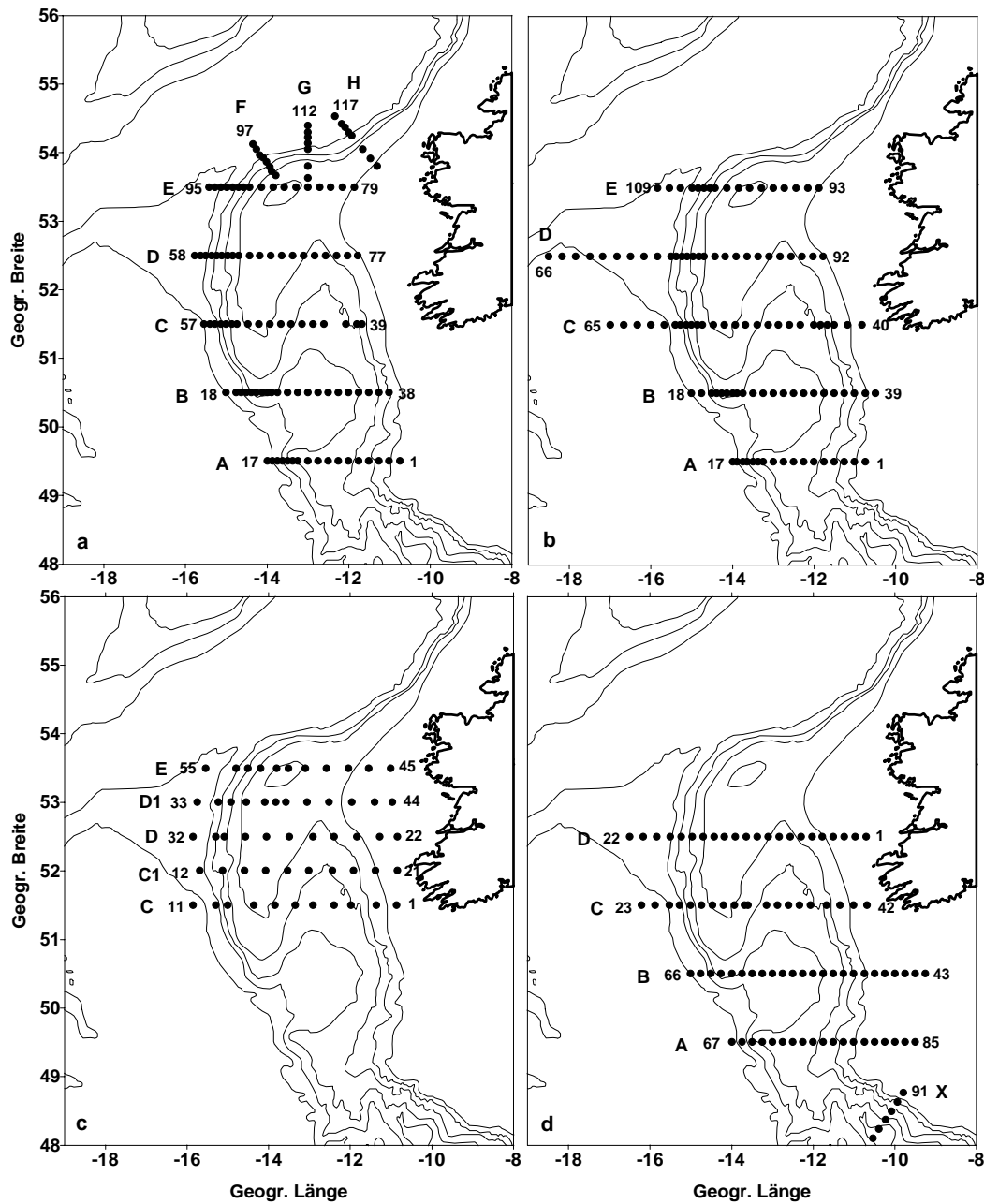


Abb. 2.2: Stationsnetz der Fahrten V144/1 (a) und V153 (b), H56 (c) und H70 (d).

ME - Sonde lag bei 1000 m. Darüberhinaus verursachten anhaltende Schlechtwetterperioden während der Fahrt H56 einzelne, länger andauernde Unterbrechungen der Probenahmen. Neben hochauflösenden Profilen der Schichtungsparameter Druck, Temperatur und Leitfähigkeit wurden an jeder Station Wasserproben an bis zu 12 diskreten Tiefenstufen für die in situ Kalibrierung der Sonden entnommen. Zusätzlich standen während der Fahrten V144/1 und V153 mechanische Umkippthermometer zur Identifizierung von Fehlauflösungen einzelner Schöpfer und zur Kontrolle des Meßverhaltens des Druck- und Temperatursensors zur Verfügung. Das hydrographische Meßprogramm wurde während der Fahrt V153 durch Probenahmen zur Sauerstoff- und Nährstoffbestimmung ergänzt (Tab. 2.1).

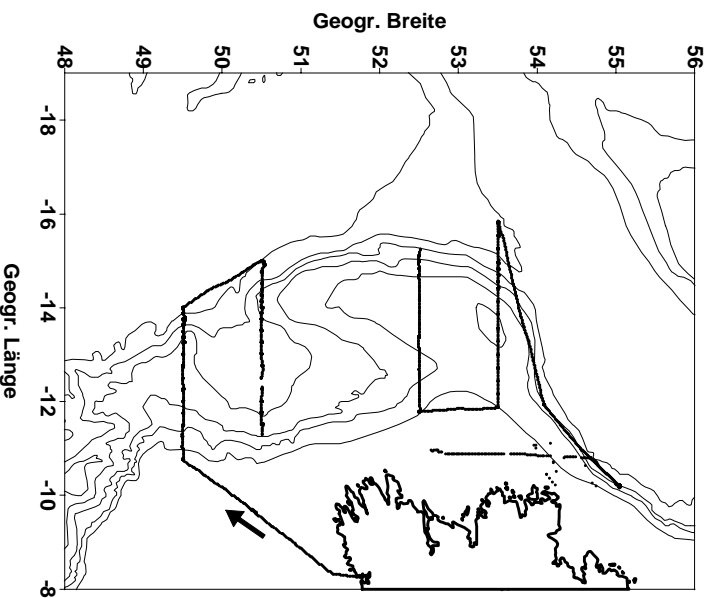


Abb. 2.3: ADCP - Stationsnetz der Fahrt V153

Eine kontinuierliche Bestimmung des horizontalen Strömungsfeldes erfolgte während der Fahrten V144/1 und V153 über einen schiffsgestützten, akustischen Strömungsmesser (ADCP - Acoustic Doppler Current Profiler) des Typs RDI mit einer Pulsfrequenz von 150 kHz und einer vom Seegang abhängigen Eindringtiefe von maximal 450 m. Das Meßprinzip basiert auf dem Doppler - Effekt, wonach ein Schallempfänger eine andere Frequenz wahrnimmt, als ein Schallsender abgestrahlt hat, wenn zwischen Sender und Empfänger eine Relativbewegung besteht. Eine Fehlfunktion von 3 der 4 akustischen Schwinger führte 1994 zu einem erheblichen Qualitätsverlust und machte den gesamten Datensatz unbrauchbar. Im Jahre 1995 mußten die akustischen Strömungsmessungen aufgrund von Datenübertragungsproblemen für etwa 5 Tage unterbrochen werden (Abb. 2.3). Der ver-

bleibende Datensatz umfaßt etwa 2800 Geschwindigkeitsprofile.

2.2 Datenverarbeitung

Dieser Abschnitt beschreibt die Vorgehensweise bei der CTD - und ADCP - Datenverarbeitung und stellt die verwendeten Analysemethoden für Sauerstoff und Nährstoffe vor.

2.2.1 CTD

Die Aufbereitung der CTD - Daten erfolgte auf der Grundlage von Bemühungen innerhalb des SEFOS - Projektes, eine möglichst einheitliche und vergleichbare Datenqualität zu erreichen. Ziel dieser Bemühungen war, Fehlinterpretationen von zeitlichen und räumlichen Änderungen der Wassermassenstruktur aufgrund von Abweichungen, bedingt durch unterschiedliche Datenaufbereitungsprozeduren, weitgehend zu vermeiden. Im Rahmen einer Arbeitsgruppe wurden entsprechende Prozeduren am Beispiel eines Referenzdatensatzes verglichen (*da Silva et al.*, 1995; *Mohn et al.*, 1995) und gegebenenfalls aufeinander abgestimmt. Die Qualität der Datenaufbereitung orientierte sich an den Vorgaben des WOCE - Standards. Diese Genauigkeit konnte für die Daten der Meßkampagnen H56 und H70 aufgrund der Sondenspezifikation und einer relativ geringen Anzahl von Vergleichsproben nicht erreicht werden.

- | |
|--|
| <ul style="list-style-type: none">- Transformation der Rohdaten in physikalische Einheiten- Überprüfung und Korrektur von Abweichungen zwischen Temperatur- und Leitfähigkeitssensor aufgrund unterschiedlicher Zeitkonstanten- Medianfilterung des Temperatur- und Leitfähigkeitskanals zur Entfernung von Ausreißern- Berechnung des Salzgehaltes- Monotonisierung des Druckkanals zur Eliminierung von Effekten durch Rollbewegungen des Schiffes- Mittelung der Daten in 1 db - Intervallen |
|--|

Tab. 2.2: Übersicht der wichtigsten Arbeitsschritte für die CTD - Datenaufbereitung

Die einzelnen Bearbeitungsschritte der CTD - Daten für die Meßkampagnen V144/1 und V153 bzw. H56 und H70 sind in Tab. 2.2 zusammengefaßt und wurden mit dem Software - Paket Seasoft (*Sea-Bird Electronics, Inc.*, 1994) durchgeführt. Die für die in situ Kalibrierung des Leitfähigkeitssensors notwendigen Vergleichsdaten wurden am IfM Hamburg über eine Salzgehaltsanalyse mit einem Salinometer des Typs Guildline unter Laborbedingungen ermittelt. Für die Analyse standen bis zu 1200 (V144/1 und V153) bzw. 280

(H56) und 485 (H70) Wasserproben zur Verfügung, wobei Proben aus Tiefen oberhalb von 100 m für die Sensorkalibrierung nicht berücksichtigt wurden. Die nach der jeweiligen Kalibrierung des Leitfähigkeitssensors zu erwartenden Genauigkeiten für den Salzgehalt liegen bei ± 0.003 (V144/1 und V153) und ± 0.009 (H56 und H70). Die Druck- und Temperatursensoren der verwendeten Sonden wurden vor dem Einsatz regelmäßig vom Hersteller kalibriert. Eine Kontrolle des Druck- und Temperatursensors nach den Fahrten V144/1 und V153 ergab eine Genauigkeit von ± 3 db und $\pm 0.002^\circ\text{C}$ für die Seabird 911 - Sonde. Aufgrund fehlender Vergleichsmessungen während der Fahrten H56 und H70 können für die ME - Sonde keine entsprechenden Angaben gemacht werden.

2.2.2 ADCP

Die Komponenten der Strömungsgeschwindigkeiten relativ zum Schiff wurden vom ADCP in Tiefenintervallen von 16 m und Zeitintervallen von 6 Minuten aufgezeichnet. Die Bearbeitung der ADCP - Daten erfolgte nach den Richtlinien des Common Oceanographic Data Access System (CODAS), das an der Universität von Hawaii entwickelt wurde (*Firing et al.*, 1995). Tab. 2.3 liefert einen Überblick der prinzipiellen Schritte der Aufbereitung des ADCP - Datensatzes der Fahrt V153. Die Hauptfehlerquellen bei ADCP - Messun-

- | |
|--|
| <ul style="list-style-type: none"> - Extraktion der Positionsinformationen des Global Positioning System (GPS) zur Bestimmung der Schiffsgeschwindigkeit - Untersuchung und Korrektur fehlerhafter Meßzyklen bedingt durch Bodenechos, Streuung an Zwischenschichten, Turbulenzen im Bereich des Schiffskiels und Beeinträchtigungen durch Windenkabel - Untersuchung der Qualität der GPS - Positionsinformationen - Korrektur der ADCP - Profile bzgl. der Abweichung des ADCP - Schwingers von der Längsachse des Schiffes - Bestimmung der Schiffsgeschwindigkeit zur Berechnung der absoluten Strömungsgeschwindigkeiten |
|--|

Tab. 2.3: Übersicht der wichtigsten Arbeitsschritte für die ADCP - Datenaufbereitung

gen liegen in der Qualität der GPS - Positionsinformationen, der Abweichung des ADCP - Schwingers von der Schiffslängsachse und Ungenauigkeiten des Schiffskompasses. Das ADCP erfaßt das horizontale und vertikale Strömungsfeld relativ zum Schiff. Die Bestimmung des absoluten Strömungsfeldes erfordert die Korrektur der ADCP - Messungen bzgl. der Schiffsgeschwindigkeit. Die Berechnung der Schiffsgeschwindigkeit erfolgte aus Positionsinformationen des GPS, die simultan mit den ADCP - Profilen aufgezeichnet wurden. Als Maß für die Genauigkeit der GPS - Daten wurden die Werte des Parameters PDOP (Position Dilution of Precision) ausgewertet (*Gurgel*, 1992; *Bersch*, 1995). Alle GPS - Daten mit einem PDOP ≥ 6 oder einer Anzahl der verfügbaren Satelliten während der

Positionsbestimmung von < 3 wurden verworfen. Eine zusätzliche Fehlerquelle resultiert aus möglichen Fehlausrichtungen zwischen dem ADCP - Schwinger und der Längsachse des Schiffes. Solche Fehlausrichtungen können beim Einbau verursacht werden. Über die Bestimmung des Winkels ϕ der Abweichung (entgegen dem Uhrzeigersinn relativ zur Schiffslängsachse) sowie der Amplitude A , eines dimensionslosen Skalierungsfaktors, kann die Fehlausrichtung aus der ADCP - und Schiffsgeschwindigkeit korrigiert werden (*Joyce*, 1989):

$$u_w = u_s + A \cdot (u'_d \cdot \cos \phi - v'_d \cdot \sin \phi)$$

$$v_w = v_s + A \cdot (u'_d \cdot \sin \phi - v'_d \cdot \cos \phi)$$

u_w, v_w	absolute Strömungsgeschwindigkeit
u_s, v_s	Schiffsgeschwindigkeit
u'_d, v'_d	relative Strömungsgeschwindigkeit aus der Doppler - Verschiebung (ADCP)
ϕ	Winkel der Abweichung
A	Skalierungsfaktor

Die Größenordnung von ϕ und A wurde über eine Auswahl von Beschleunigungsphasen und Richtungsänderungen des Schiffes relativ zum Ozean (Water - Track - Kalibrierung) unter Berücksichtigung vorgegebener Grenzwerte für Schiffsgeschwindigkeit und Grad der Richtungsänderung ermittelt (*Firing et al.*, 1995). Dieser Methode liegt die Annahme zugrunde, daß die absolute Strömungsgeschwindigkeit innerhalb einer bestimmten Referenzschicht während der jeweiligen Kalibrierungsperiode konstant bleibt ($u_w, v_w = \text{const.}$; *Joyce* (1989); *Pollard und Reid* (1989)). Die Informationen für die Rotation der Strömungsgeschwindigkeiten von ADCP - in Erdkoordinaten werden vom Schiffskompaß geliefert, der an die Datenerfassung gekoppelt ist. Lang- oder kurzzeitige Schwankungen des Schiffskompasses können somit zu Fehlern bei der Bestimmung der Geschwindigkeitskomponenten und damit der Strömungsrichtungen führen. Eine auffällige Kompaßdrift über den Beobachtungszeitraum konnte nicht überprüft werden, da während der Fahrt kein externes Kursbestimmungssystem (z.B. GPS - Antennensystem des Typs Ashtech) zur Verfügung stand. Zur Kompensation der kurzperiodischen Schuler - Oszillation des Kompasses wurden während einer Kalibrierungsperiode ausschließlich ADCP - Profile unmittelbar vor und nach einer signifikanten Änderung der Schiffsgeschwindigkeit in die Berechnung einbezogen. Insgesamt standen für die Auswertung etwa 150 Werte zur Verfügung. Darüberhinaus wurde die Unterbrechung der ADCP - Datenerfassung berücksichtigt, um festzustellen, inwieweit während dieser Phase am ADCP durchgeführte Arbeiten Änderungen von ϕ und A zur Folge hatten. Die Abweichung ϕ und der Amplitudenfaktor A lagen auf dem ersten Teilabschnitt in der Größenordnung von $\phi = -2.52 \pm 0.55^\circ$ und $A = 1.0039 \pm$

0.021, nach Wiederaufnahme der ADCP - Messungen war eine Korrektur von $\phi = -0.77 \pm 0.43^\circ$ und $A = 1.0052 \pm 0.024$ erforderlich. Fehler in der Bestimmung von ϕ und A von 0.6° und 1% führen zu Fehlern in der Berechnung der absoluten Strömungsgeschwindigkeit in einer Größenordnung von jeweils 1% der Schiffsgeschwindigkeit (Firing et al., 1995). Damit liegt der Fehler in den horizontalen Geschwindigkeitskomponenten durch die Kalibrierung der Schwingerabweichung in diesem Fall bei bis zu $\pm 5.5 \text{ cm s}^{-1}$ auf dem ersten Teilabschnitt bzw. $\pm 4.3 \text{ cm s}^{-1}$ auf dem zweiten Teilabschnitt bei einer maximalen Schiffsgeschwindigkeit von 6 m s^{-1} . Akzeptable Fehlertoleranzen der Vertikalkomponente sind aufgrund von Stampf- und Rollbewegungen des Schiffes nicht zu erwarten. Für die abschließende Berechnung des absoluten horizontalen Strömungsfeldes wurden nach der Kalibrierung die Schiffsgeschwindigkeiten von den Werten der relativen ADCP - Messungen subtrahiert.

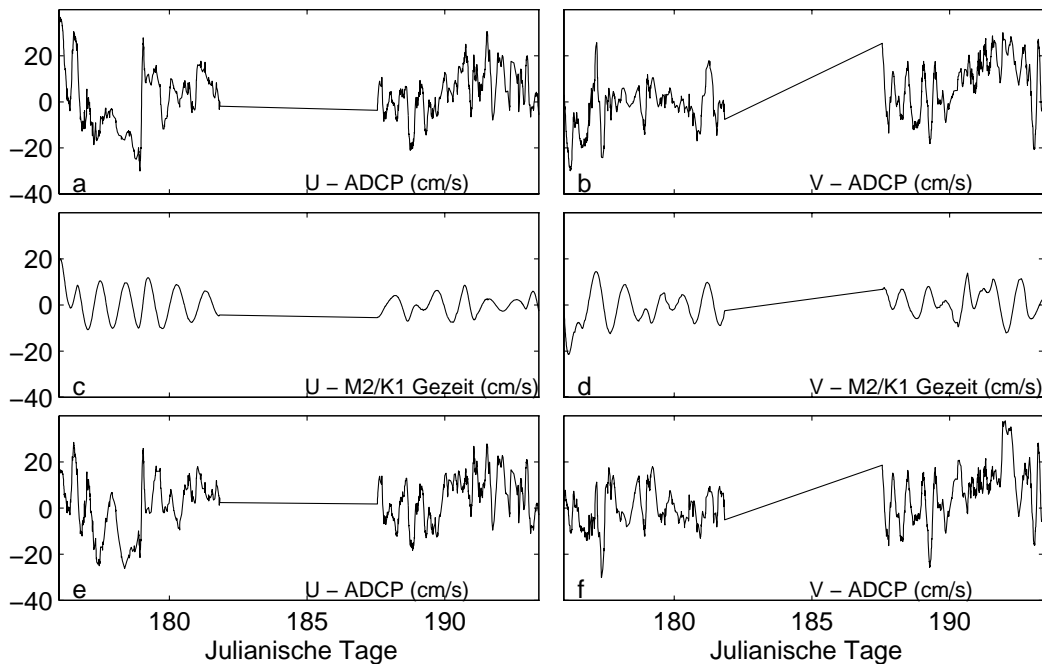


Abb. 2.4: Geschwindigkeitskomponenten der unkorrigierten ADCP - Strömungen (a, b), der M_2 und K_1 - Gezeit (c, d) und der gezeitenkorrigierten ADCP - Strömungen (e, f)

Eine Anpassung der geostrophischen Geschwindigkeiten aus den CTD - Daten an die Strömungsmessungen mit dem ADCP ermöglicht eine barotrope Korrektur von Vertikalprofilen der geostrophischen Strömungsgeschwindigkeit über die gesamte Wassersäule zwischen zwei hydrographischen Stationen. Neben den geostrophischen Strömungen enthalten die ADCP - Daten Gezeiten und windbedingte Strömungen sowie Trägheitsschwingungen, die insbesondere in küstennahen Regionen einen großen Anteil an der ozeanischen Bewegung haben. Um den Einfluß längerperiodischer Schwingungen zu minimieren, wurde der Anteil der wichtigsten halb- und gantztägigen Gezeiten M_2 und K_1 in den ADCP

- Daten mittels einer harmonischen Funktion abgeschätzt (*Candela et al.*, 1990; *Bersch*, 1995):

$$u(t) = u_0 + \sum_{i=1}^2 a_i \cdot \cos(\omega_i \cdot t - \phi_i)$$

$u(t)$	Zeitreihe der gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten an einer bestimmten geographischen Position und in einer bestimmten Tiefe
u_0	Mittelwert der Geschwindigkeit im Beobachtungsintervall
a_i	Amplitude des jeweiligen Gezeitenanteils i
ω_i	Frequenz des jeweiligen Gezeitenanteils i
ϕ_i	Phase des jeweiligen Gezeitenanteils i

Die Anpassung wurde mittels der Methode der kleinsten Quadrate für ein Polynom 2. Ordnung der ortsabhängigen Amplituden a_i und Phasen ϕ_i durchgeführt. Ein Polynom 2. Ordnung wurde gewählt, um zu gewährleisten, daß realistische Strömungsschwankungen nicht als Gezeitenschwingungen fehlinterpretiert werden. Abb. 2.4 zeigt die unkorrigierten ADCP - Geschwindigkeitskomponenten (Abb. 2.4 a), den berechneten Gezeitenanteil der M_2 und K_1 - Gezeit (Abb. 2.4 b) sowie die gezeitenkorrigierten ADCP - Geschwindigkeitskomponenten (Abb. 2.4 c). Die höchsten Gezeitensignale ($> 15 \text{ cms}^{-1}$) liegen im Bereich des Keltischen und Irischen Schelfs, über dem offenen Ozean liegen typische Werte bei $< 10 \text{ cms}^{-1}$.

2.2.3 Sauerstoff und Nährstoffe

Die Sauerstoffproben wurden als Erste aus den Wasserschöpfern der Rosette abgefüllt, da andere leichter flüchtige Gase (z.B. Freone, Helium) nicht analysiert wurden. Bei der Probennahme wurde darauf geachtet, Kontaminationen durch Luftblasen zu vermeiden. Unmittelbar nach dem Abfüllen wurden die Proben konserviert und der gelöste Sauerstoff nach der von Carpenter (*Culberson*, 1991) modifizierten Winkler - Methode elektrochemisch bestimmt. Die Sauerstoffanalysen wurden an Bord mittels einer Titroprozessor-einheit des Typs Metrohm 686 durchgeführt. Der Verfahrensfehler wurde anhand von 3 Teststationen der Meßkampagne V152 (Juni 1995) ermittelt. Dazu wurden jeweils mehrere Wasserschöpfer innerhalb einer homogenen Wassermasse ausgelöst. Die Verfahrensungenauigkeit (Gesamtfehler) beträgt $0.006 - 0.01 \text{ ml}^{-1}$. Die Methodengenauigkeit wurde über die Mehrfachbestimmung des Standards (Titerbestimmung) ermittelt und liegt bei $\leq \pm 0.005 \text{ ml}$ Verbrauch der Titerlösung (*Kramer et al.*, 1996).

Die Nährstoffproben konnten aufgrund fehlender Analysenkapazitäten nicht an Bord gemessen werden. Deshalb wurden die Proben nach dem Abfüllen vakuumfiltriert und zur Konservierung in Flaschen bei $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ tiefgefroren. Die Analytik der Nährstoffparameter Nitrat ($\sum \text{NO}_3 + \text{NO}_2$), Phosphat (PO_4) und Silikat (SiO_4) wurde im meereschemischen Labor des University College Galway (*White et al.*, 1998) durchgeführt. Die photometrische Bestimmung der Nährstoffe erfolgte automatisiert mit einem Segmented Flow Analyser des Typs Alpkem auf der Basis der von *Strickland und Parsons* (1972) beschriebenen Standardmethoden (*White*, pers. Mitteilung). Angaben zur Genauigkeit der analysierten Nährstoffe stehen nicht zur Verfügung.

3. Hydrographie des nordwesteuropäischen Schelfrandes

In diesem Kapitel erfolgt eine Klassifizierung der im Bereich des nordwesteuropäischen Schelfrandes vorhandenen Wassermassen. Dazu werden zunächst Vertikalverteilungen charakteristischer Schichtungsparameter in Teilregionen des Untersuchungsgebietes ausgewertet und bezüglich ihrer Eigenschaften den in Kap. 1 beschriebenen Hauptwassermassen des subpolaren Nordatlantik zugeordnet. Über die Analyse der räumlichen Wassermassenverteilung und zeitlichen Veränderlichkeit der Wassermasseneigenschaften werden schließlich die Ausbreitungswege der wichtigsten Wassermassen identifiziert sowie saisonale und zwischenjährliche Schwankungen untersucht und mit Literaturangaben verglichen.

3.1 Einführung

Die hydrographischen Datensätze der im Rahmen des SEFOS - Projektes durchgeführten Meßkampagnen FS Valdivia 144/1 (V144/1, März/April 1994) und 153 (V153, Juni/Juli 1995) liefern die Grundlage für die Untersuchung der lokalen Wassermassencharakteristik im Bereich der Porcupine - Seabight und Porcupine - Bank. Die Analyse von Beziehungen der potentiellen Temperatur (Θ) zu Salzgehalt (S) ermöglicht eine Identifizierung der in Kap. 1 vorgestellten Wassermassentypen sowie einen Überblick ihrer Bedeutung im Untersuchungsgebiet. Mit der Auswertung der Verteilung der potentiellen Vorticity (λ) steht darüberhinaus ein wertvolles Hilfsmittel zur Untersuchung konvektiv gebildeter Wassermassen zur Verfügung. In Meeresgebieten, wo die relative Vorticity (ζ) gegenüber dem Coriolisparameter (f) vernachlässigt werden kann, ist der Parameter λ nach *Pond und Pickard* (1983) über die folgende Beziehung definiert:

$$\lambda = \frac{N^2 f}{g}$$

$$N^2 \quad \text{Stabilitätsfrequenz} = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

$$f \quad \text{Coriolisparameter}$$

$$g \quad \text{Schwerebeschleunigung}$$

Eine konvektiv erneuerte Wassermasse ist primär durch eine vertikal homogene Dichteschichtung und ein Minimum der potentiellen Vorticity relativ zu umgebenden Wassermassen charakterisiert. Neben Konvektionsgebieten treten niedrige Werte von λ vorwiegend im tiefen Ozean auf, wo die vertikalen Θ/S - Gradienten schwach ausgeprägt sind.

Hohe Werte von λ findet man im Ozean typischerweise innerhalb der oberflächennahen, sommerlichen Temperaturprungschicht und in Bereichen von Wassermassengrenzen.

Die in Kap. 2 vorgestellte Datenbasis umfaßt u.a. ein umfangreiches Meßnetz horizontal unregelmäßig verteilter CTD - Stationen entlang der befahrenen Zonalschnitte. Zur Vermeidung künstlicher Strukturen bei der graphischen Auswertung wurden die Daten nach der Aufbereitung und Kalibrierung auf ein horizontal und vertikal gleichabständiges Gitter linear interpoliert. Auf der Basis der auf Druckstufen von 20 dbar interpolierten CTD - Datensätze wurden Mittelwerte von Θ , S und λ von Vertikalprofilen im Bereich der Porcupine - Seabight (PS) und westlich der Porcupine - Bank (PB) bis 16°W gebildet und verglichen (Abb. 3.1). Für die Mittelung wurden ausschließlich Profile mit einer Meßtiefe von > 2500 m ausgewählt, die darüberhinaus in beiden Beobachtungszeiträumen auf einem möglichst identischen Meßgitter zur Verfügung stehen sollten. Zusätzlich wurden den Horizontalverteilungen von S entlang charakteristischer Dichteflächen ausgewertet. In Anbetracht der Kleinräumigkeit des Untersuchungsgebietes wurden im Rahmen der Interpretation der Meßergebnisse ausschließlich Wassermassentypen berücksichtigt, für die eine ausreichende horizontale Datenabdeckung zur Verfügung stand.

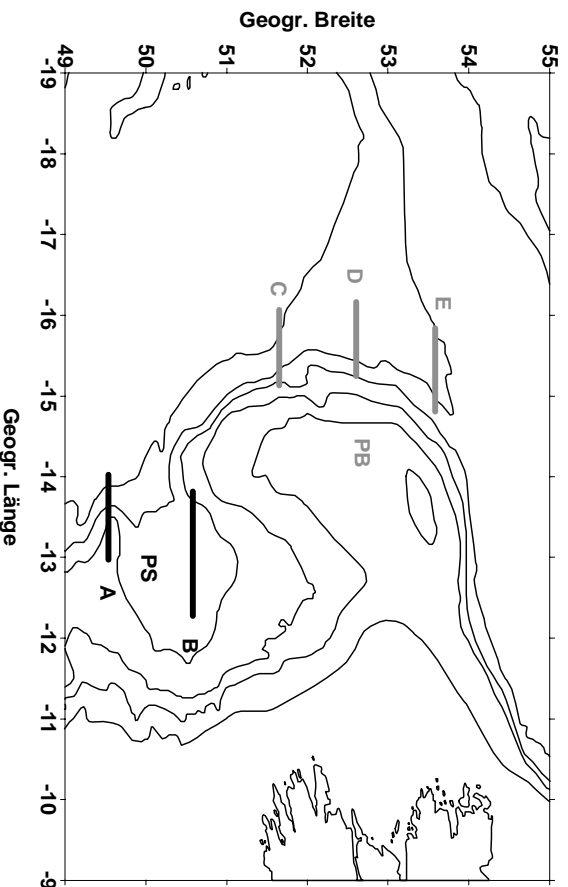


Abb. 3.1: Lage der Teilschnitte für die Analyse mittlerer Θ /S - und λ /S Verteilungen für die Meßkampagnen V144/1 und V153 (PS = Porcupine - Seabight, PB = westlich der Porcupine - Bank).

3.2 Klassifikation der Wassermassen im Untersuchungsgebiet

Die Abb. 3.2 und 3.3 zeigen die mittleren Θ /S - bzw. λ /S - Verteilungen in den Teilregionen PB und PS. Diese Unterteilung dient als Ausgangspunkt für eine Identifizierung und

Analyse der Eigenschaften der Wassermassen im Untersuchungsgebiet.

Die oberflächennahe Wassersäule wird dominiert durch ENAW, die warme und salzreiche Komponente des SPMW im Westeuropäischen Becken. ENAW ist nach *Harvey* (1982) im Bereich südlich des Rockall - Kanals durch eine nahezu lineare Θ/S - Beziehung im Temperaturbereich $\Theta = 9^\circ\text{C} - 12^\circ\text{C}$ charakterisiert (Abb. 3.2 a, b). Ein Vergleich der Θ/S - Eigenschaften offenbart deutliche regionale Unterschiede zwischen den Meßkampagnen V144/1 und V153. Das im April/Mai 1994 beobachtete ENAW - Signal stimmt in beiden Teilregionen mit der von *Harvey* (1982) für dieses Gebiet festgelegten Definition sehr gut überein. Der Kern des ENAW ist durch ein ausgeprägtes Minimum der potentiellen Vorticity von $\lambda = 10 \cdot 10^{-12} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$ im Salzgehaltsbereich $S = 35.30 - 35.50$ gekennzeichnet, ein Indikator für den nachhaltigen Einfluß winterlicher Konvektion als primärer Bildungsmechanismus von ENAW. Die Auswertung der im Juni/Juli 1995 durchgeführten Messungen zeigt hingegen eine Änderung der Situation in Form markanter Unterschiede der Θ/S - Charakteristika des ENAW zwischen der Porcupine - Seabight und westlich der Porcupine - Bank. Die salzreiche Kernschicht des ENAW erfährt westlich der Porcupine - Bank eine deutliche Salzgehaltsabnahme relativ zu *Harvey's* Kurve. Die mittlere Abweichung der Salzgehalte beträgt -0.05 und ist mit einer Erhöhung des Minimums der potentiellen Vorticity auf Werte von $\lambda = 25 \cdot 10^{-12} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$ verbunden.

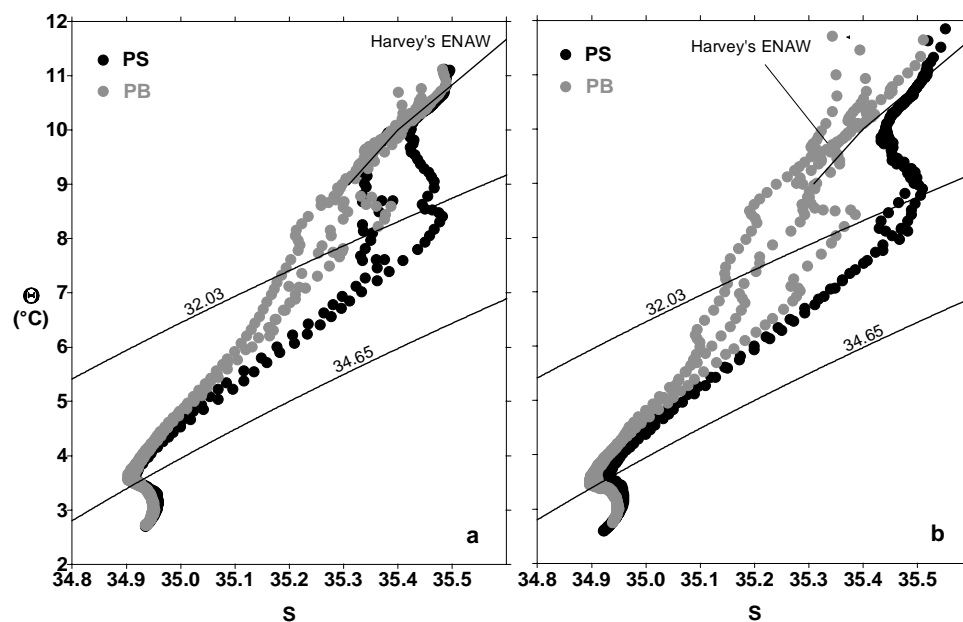


Abb. 3.2: Mittlere Verteilungen von Θ ($^{\circ}\text{C}$) und S in den in Abb. 3.1 dargestellten Teilregionen PS und PB für die Meßkampagnen V144/1 (a) und V153 (b). Die Dichteflächen $\sigma_1 = 32.03 \text{ kgm}^{-3}$ bzw. $\sigma_{1.5} = 34.65 \text{ kgm}^{-3}$ repräsentieren die jeweiligen Kernschichten von MW bzw. LSW.

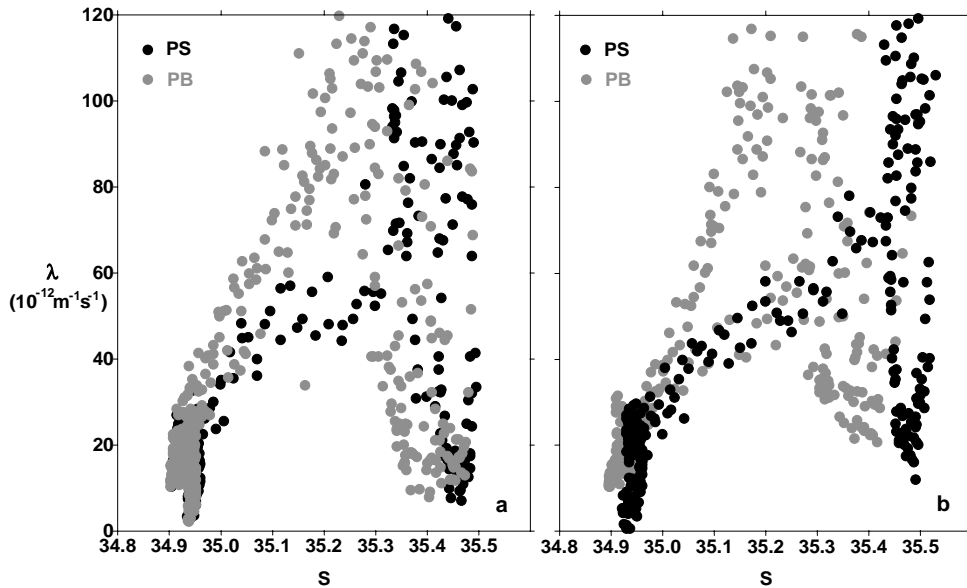


Abb. 3.3: Mittlere Verteilungen von λ ($10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) und S in den in Abb. 3.1 dargestellten Teilregionen PS und PB für die Meßkampagnen V144/1 (a) und V153 (b).

Das intermediäre Salzgehaltsmaximum auf der Dichtefläche $\sigma_1 = 32.03 \text{ kgm}^{-3}$ repräsentiert den polwärtigen Arm des MW. Im Vergleich zur Quellregion steigt das MW in der Porcupine - Seabight auf Tiefen von 900 m - 1100 m an und ist charakterisiert durch ein Maximum der potentiellen Vorticity im Salzgehaltsbereich $S = 35.40 - 35.50$. In diesem Gebiet ist in beiden Zeiträumen das Salzgehaltsmaximum des MW mit Werten von $S = 35.48$ im April/Mai 1994 sowie $S = 35.51$ im Juni/Juli 1995 am deutlichsten ausgeprägt. Westlich der Porcupine - Bank erfolgt auf der Dichtefläche des MW - Kerns eine starke Temperatur- und Salzgehaltsabnahme. Ein Vergleich der λ/S - Verteilung in den jeweiligen Untersuchungszeiträumen deutet auf unterschiedliche Ursachen dieser Modifizierung von MW westlich der Porcupine - Bank hin. Während im März/April 1994 das Maximum der potentiellen Vorticity in beiden Teilregionen annähernd konstante Werte von $\lambda = 120 \cdot 10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ einnimmt, ist im Juni/Juli 1995 westlich der Porcupine - Bank eine Zunahme auf Werte von $\lambda = 140 \cdot 10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ erkennbar. Diese Beobachtungen lassen sich, unter Berücksichtigung der salzarmen Anomalie des ENAW, als Konsequenz von Beimischungen von kaltem, salzarmem SAIW in diesem Zeitraum interpretieren.

LSW, das Endprodukt der Modifizierung des SPMW im subpolaren Wirbel, ist im Untersuchungsgebiet anhand des isoliertes Salzgehaltsminimums ($S \approx 34.90$) und des Minimums der potentiellen Vorticity ($\lambda < 20 \cdot 10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) auf der Dichtefläche $\sigma_{1.5} = 34.65 \text{ kgm}^{-3}$ ($\sigma_{1.5}$ - Anomalie der potentiellen Dichte bezogen auf einen Druck von 1500 dbar) identifizierbar. Regionale Unterschiede in den Eigenschaften des LSW zeigen sich vor allem im Juni/Juli 1995. Das mittlere Salzgehaltsminimum ist in der Porcupine - Seabight ge-

genüber den Werten westlich der Porcupine - Bank in diesem Zeitraum um etwa 0.03 deutlich erhöht, während die LSW - Charakteristika im April/Mai 1994 in beiden Teilregionen nahezu identisch sind.

Die Salzgehaltszunahme unterhalb des LSW - Minimums ist zurückzuführen auf den Einfluß von ISOW. Das tiefe Salzgehaltsmaximum des ISOW liegt im Untersuchungsgebiet in beiden Jahren bei $S \approx 34.96$ und zeigt somit eine starke Abnahme gegenüber den Werten im Entstehungsgebiet südlich des Wyville - Thomson - Rückens als Folge von Vermischungsprozessen mit salzarmem LSW und LDW südlich des Rockall - Plateaus. Das bodennahe Temperatur- und Salzgehaltsminimum charakterisiert den polwärtigen Pfad von LDW und erreicht in den tiefen ozeanischen Regionen südlich und westlich der Porcupine - Bank Werte von $\Theta < 2.4^\circ\text{C}$ und $S < 34.92$.

3.3 Räumliche Wassermassenverteilung und zeitliche Veränderlichkeit

Im folgenden Abschnitt werden Ausbreitungswege und zeitliche Schwankungen der wichtigsten Wassermassen in den schelfnahen Ozeanregionen westlich von Irland untersucht. Dazu werden Salzgehaltsverteilungen entlang der für diese Wassermassen charakteristischen Tiefen- und Dichteniveaus ausgewertet und die Ergebnisse der verschiedenen Meßkampagnen verglichen.

3.3.1 ENAW

Die Horizontalverteilungen des Salzgehaltes in den Zeiträumen März/April 1994 und Juni/Juli 1995 entlang des oberflächennahen Minimums der potentiellen Vorticity veranschaulichen die Ausbreitungswege von ENAW im Untersuchungsgebiet (Abb. 3.4 a, b). Dieses Minimum repräsentiert die Kernschicht des ENAW oberhalb der permanenten Dichtesprungschicht und liegt in beiden Jahren bei einem Druck von 400 dbar. Das salzreichste ENAW mit $S > 35.45$ ist in beiden Zeiträumen in der Porcupine - Seabight identifizierbar. Westlich der Porcupine - Bank wird im April/Mai 1994 salzreiches ENAW in einem breiten Band entlang des Kontinentalrandes kontinuierlich nach Norden transportiert. Dabei nehmen die Salzgehalte von $S = 35.45$ im Bereich der Südwestspitze der Bank auf $S = 35.38$ am Eingang des Rockall - Kanals meridional ab. Im Juni/Juli 1995 ist eine auffällige Störung des ENAW - Eintrags in den südlichen Rockall - Kanal erkennbar. Die Existenz einer wirbelähnlichen Struktur mit einem Einschluß sehr salzarmen Wassers unterdrückt ein eindeutiges Signal von salzreichem ENAW entlang des Kontinentalrandes in Gebieten nördlich von 52°N . Die fehlende Ausdehnung des Stationsnetzes während der Meßkampagne V144/1 erlaubt jedoch keine Aussagen über Stationarität und Auswirkungen großskaliger Wirbelphänomene in diesem Gebiet in Bezug auf den Transport nordatlantischer Wassermassen in den Rockall - Kanal. Ein weiteres, auffälliges Phänomen

ist der zungenförmige, südwärts gerichtete Transport salzarmen Wassers entlang der westlichen Kuppenflanke der Porcupine - Bank, der aus der Aufspaltung und Rezirkulation bedeutender Anteile von SAIW in diesem Gebiet resultieren könnte.

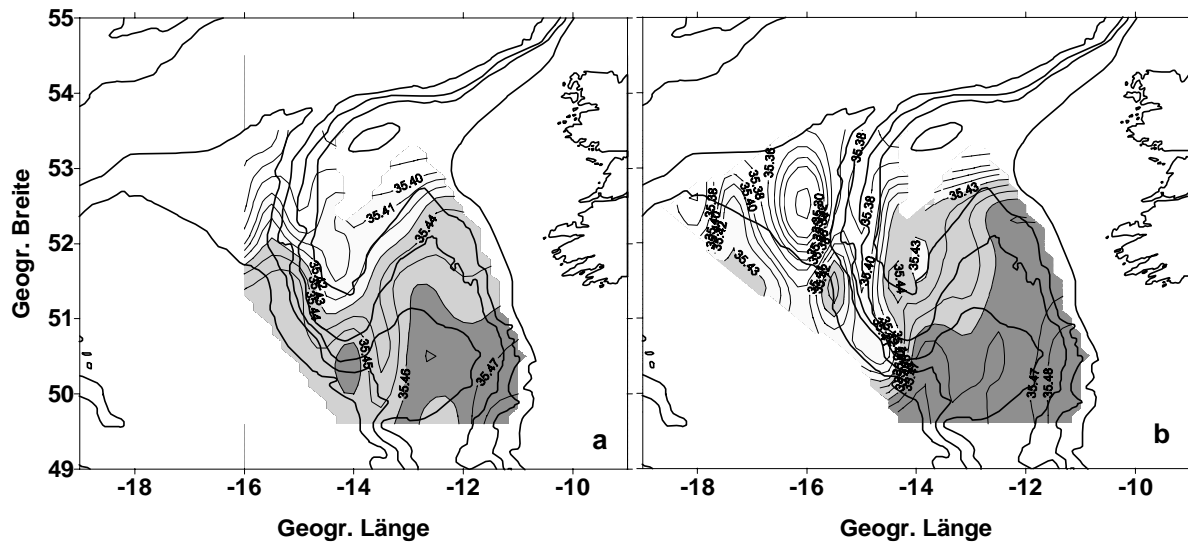


Abb. 3.4: Horizontalverteilung des Salzgehaltes von ENAW in 400 dbar im Bereich des intermediären λ - Minimums in den Jahren 1994 (a) und 1995 (b)

3.3.2 MW und SAIW

Die Abb. 3.5 zeigen die Horizontalverteilung von MW im Kern des intermediären Salzgehaltsmaximums auf der Dichtefläche $\sigma_1 = 32.03 \text{ kgm}^{-3}$ (σ_1 - Anomalie der potentiellen Dichte bezogen auf einen Druck von 1000 dbar). In der Porcupine - Seabight ist in beiden Jahren eine zyklonale Tendenz der MW - Zirkulation erkennbar. Im Juni/Juli 1995 breitet sich MW als ausgedehnte Zunge mit Salzgehalten von $S > 35.50$ bis an die Südspitze der Porcupine - Bank aus, während im April/Mai 1994 das Salzgehaltsmaximum des MW auf ein relativ schmales Gebiet entlang des irischen Kontinentalrandes beschränkt bleibt. Im April/Mai 1994 ist in der nördlichen Porcupine - Tiefsee - Ebene kein eindeutiges MW - Signal mehr erkennbar. Die Struktur der Isohalinen im Bereich der westlichen Kuppenflanke der Bank deutet jedoch darauf hin, daß geringe Anteile von MW im Verlauf des nordwärts gerichteten Randstroms nach Norden transportiert werden. Im Juni/Juli 1995 hingegen sind MW - Charakteristika in Form salzreicher Zellen bis südlich von 52°N zu beobachten. Die rapide Salzgehaltsabnahme nördlich von 52°N markiert die Front zwischen MW und SAIW, die insbesondere im Juni/Juli 1995 deutlich ausgeprägt ist. Die niedrigen Salzgehalte des SAIW mit Werten von $S < 35.15$ erstrecken sich in diesem Zeitraum bis an den Kontinentalrand westlich der Porcupine - Bank und verhindern eine Ausbreitung von MW in den südlichen Rockall - Kanal.

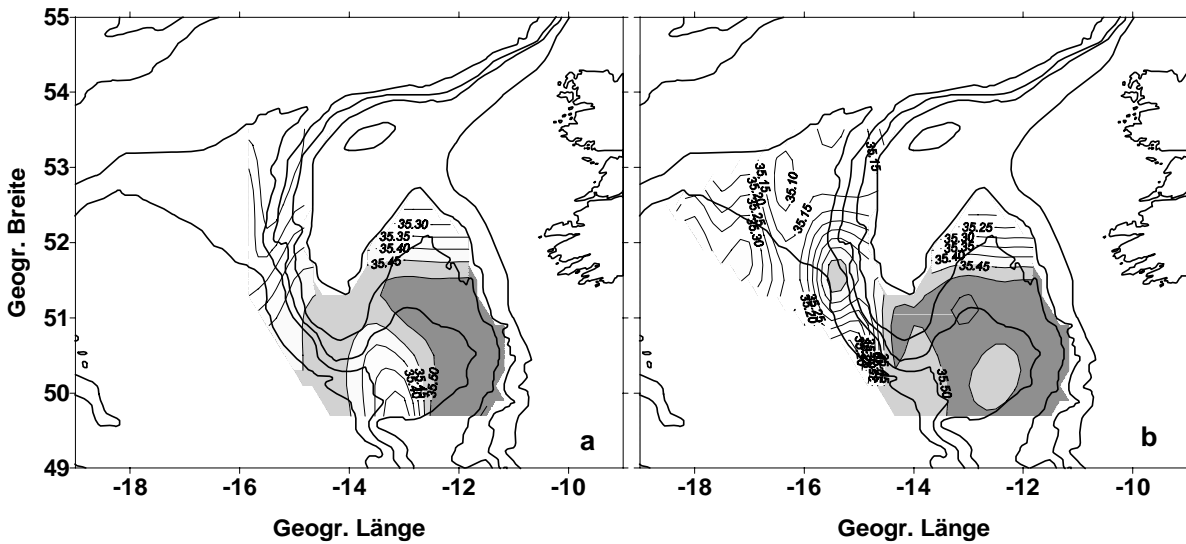


Abb. 3.5: Horizontalverteilung des Salzgehaltes von MW - SAIW auf der Dichtefläche $\sigma_1 = 32.03 \text{ kg m}^{-3}$ in den Jahren 1994 (a) und 1995 (b).

3.3.3 LSW

Die Abb. 3.6 a und b zeigen die horizontale Salzgehaltsverteilung im Kern des Salzgehaltsminimums des LSW. Die Dichtefläche $\sigma_{1.5} = 34.65 \text{ kg m}^{-3}$ repräsentiert die Tiefenlage des LSW in beiden Zeiträumen und variiert zwischen 1600 dbar westlich der Porcupine - Bank und 1900 dbar in der Porcupine - Seabight. Das salzreichste LSW ist in beiden Beobach-

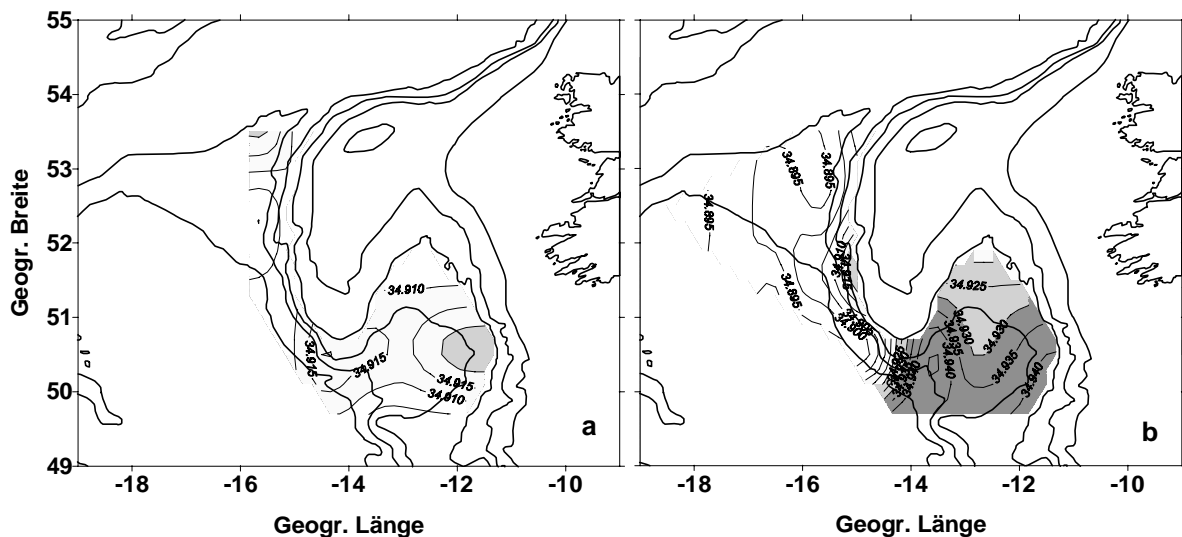


Abb. 3.6: Horizontalverteilung des Salzgehaltes von LSW auf der Dichtefläche $\sigma_{1.5} = 34.65 \text{ kg m}^{-3}$ in den Jahren 1994 (a) und 1995 (b).

tungszeiträumen in der Porcupine - Seabight erkennbar und zeigt eine auffällige Übereinstimmung mit Lage und Intensität der jeweiligen MW - Salzgehaltsmaxima. Im April/Mai

1994 liegt das relative Salzgehaltsmaximum des LSW bei $S = 34.92$ im Bereich des irischen Kontinentalrandes. Im Juni/Juli 1995 ist eine dramatische Salzgehaltszunahme auf der Dichtefläche des LSW in der gesamten Porcupine - Seabight in einer Größenordnung von 0.02 zu beobachten. Westlich der Porcupine - Bank wird salzarmes LSW zwischen 52°N und 53°N in Richtung der Porcupine - Bank transportiert und breitet sich nach Süden aus. Die Salzgehalte im Kern des LSW erreichen in diesem Gebiet im April/Mai 1994 Werte von maximal $S = 34.91$ und nehmen im Juni/Juli 1995 auf $S < 34.90$ ab.

3.4 Diskussion

Die Analyse der Wassermasseneigenschaften im Bereich des irischen Kontinentalrandes offenbart auffällige räumliche und zeitliche Schwankungen. Abb. 3.7 liefert eine Zusammenfassung der Variabilität der Hauptwassermassen im Untersuchungsgebiet anhand der Temperatur- und Salzgehaltsunterschiede zwischen den Beobachtungszeiträumen April/Mai 1994 und Juni/Juli 1995.

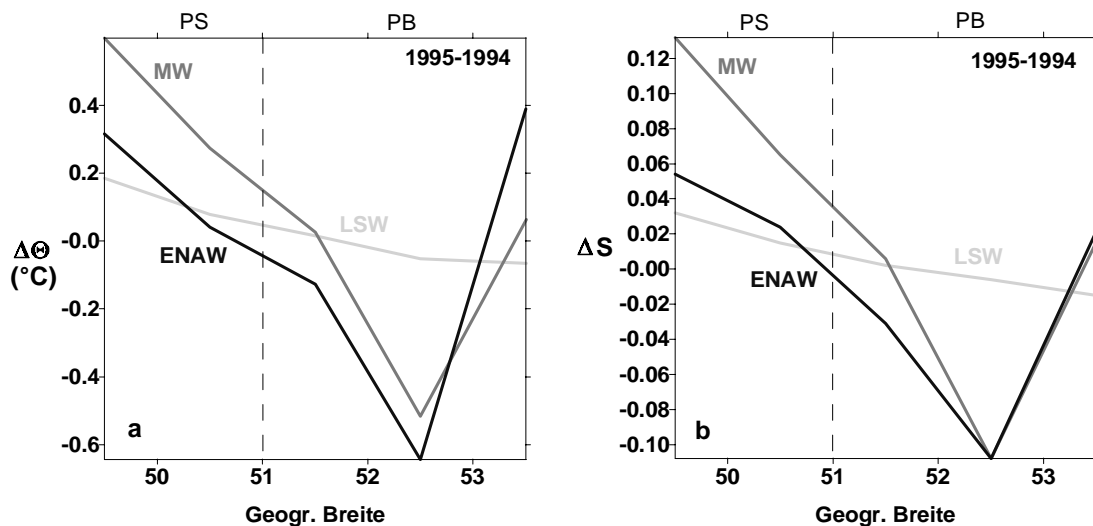


Abb. 3.7: Mittlere Änderungen von Θ ($^\circ\text{C}$) (a) und S (b) zwischen den Jahren 1994 und 1995 für die Hauptwassermassen entlang der Teilschnitte A bis E in Abb. 3.1 (PS = Porcupine Seabight, PB = westlich der Porcupine - Bank).

Die zwischenjährlichen Schwankungen Θ/S - Eigenschaften der 3 Hauptwassermassen sind regional sehr unterschiedlich. Die warme, salzreiche Kernschicht des ENAW in der Porcupine - Seabight wird im Sommer 1995 westlich der Porcupine - Bank nördlich von 51°N deutlich salzärmer, während im Frühjahr 1994 nahezu unmodifiziertes ENAW in den südlichen Rockall - Kanal transportiert wird. Die im Sommer 1995 markante Temperatur- und Salzgehaltsabnahme des ENAW in dieser Region erreicht bei 52.5°N ein Maximum und liegt in der Größenordnung von $\Delta\Theta = 0.6^\circ\text{C}$ und $\Delta S = 0.1$. Das MW weist eine nahezu identische Abweichung der lokalen Θ/S - Eigenschaften auf zwischen beiden

Beobachtungszeiträumen auf. Diese Schwankungen sind auf die von *Ellett et al.* (1986) beschriebene saisonale Variabilität der Advektion von kaltem, salzarmem SAIW an den westeuropäischen Kontinentalrand zurückzuführen. SAIW ist im Winter aufgrund der tiefreichenden Vertikalkonvektion östlich von 20°W nicht mehr eindeutig nachweisbar, im Sommer hingegen bis südlich des Rockall - Kanals als stabile kalte, salzarme Schicht in Tiefen zwischen 500 m und 800 m zu beobachten. *Arhan et al.* (1994) identifizierten den Kern des SAIW anhand von Messungen entlang eines Meridionalschnittes im Mai/Juni 1988 nahe 52°N und 17°W . Die Autoren zeigten darüberhinaus in Berechnungen der vertikal integrierten Salzgehaltsanomalie des MW relativ zu einer Standard Θ/S - Verteilung, daß der MW - Anteil nördlich von 51°N völlig verschwindet. Diese Erkenntnisse deuten auf eine entweder intensive Modifizierung des MW südlich des Rockall - Kanals oder auf eine Ablenkung von MW nach Westen oder Südwesten westlich der Porcupine - Bank hin. Der jahreszeitliche Einfluß von SAIW auf die Wassermassencharakteristik der ozeanischen Regionen westlich der Porcupine - Bank wird aus einer Zeitreihe der Salzgehaltsverteilung im Dichteintervall $\sigma_0 = 27.30 \text{ kgm}^{-3} - 27.50 \text{ kgm}^{-3}$ (σ_0 - Anomalie der potentiellen Dichte bezogen auf die Meeresoberfläche) von Messungen entlang des WOCE - Schnittes A1E zwischen 1991 und 1996 deutlich (Abb. 3.8; *Bersch*, 1999; pers. Mitteilung).

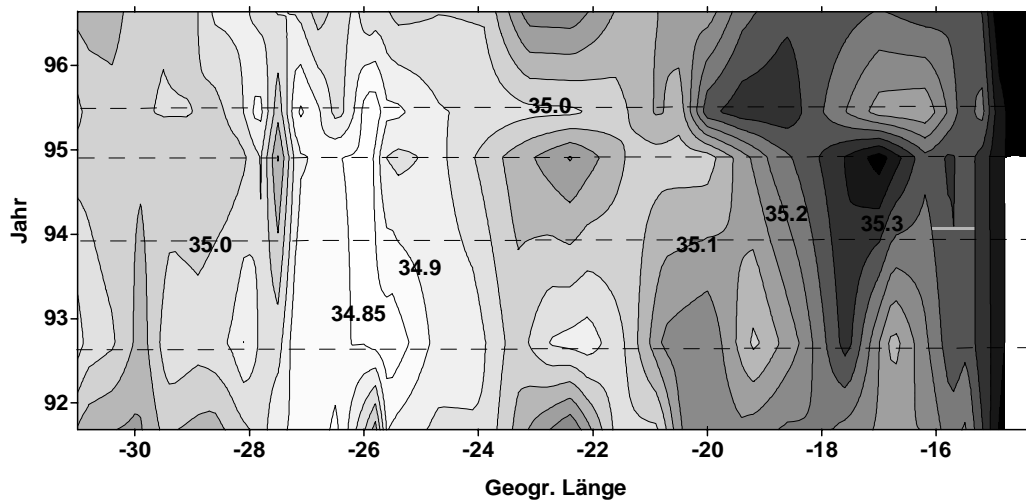


Abb. 3.8: Zeitliche Variabilität des mittleren Salzgehaltes von SAIW im Dichteintervall $\sigma_0 = 27.30 \text{ kgm}^{-3} - 27.50 \text{ kgm}^{-3}$ entlang des WOCE - Schnittes A1E im Zeitraum 1991 - 1996 zwischen dem Reykjanes - Rücken und der Porcupine - Bank. Weiße Flächen kennzeichnen Gebiete mit $\sigma_0 < 27.30 \text{ kgm}^{-3}$, gestrichelte Linien die Zeitpunkte der einzelnen Meßkampagnen (*Bersch*, 1999; pers. Mitteilung).

Östlich von 20°W sind Einschlüsse von kaltem, salzarmem SAIW südlich des Rockall - Kanals während der Meßkampagnen im September 1992 und Juni 1995 zu beobachten, während in den Wintermonaten relativ salzreiches Wasser in diesem Gebiet dominiert.

SAIW kann somit als eine saisonale Barriere für den nördwärtigen Transport von MW betrachtet werden.

Die warme, salzreiche Anomalie des LSW in der Porcupine - Seabight beträgt zwischen 1994 und 1995 $\Delta\Theta = 0.1^\circ\text{C}$ und $\Delta S = 0.02$. Diese Erwärmung und Salzgehaltszunahme könnte auf relativ altes LSW aufgrund einer im westeuropäischen Becken langsamen oder fehlenden Zwischenwassererneuerung in Perioden schwacher winterlicher Konvektion in der Labradorsee zurückzuführen sein. Als weitere Ursache kommen Vermischungsprozesse mit MW in Frage. Nordwestlich der Porcupine - Bank erfolgt im selben Zeitraum eine deutliche Abkühlung und Salzgehaltsabnahme in einer Größenordnung von $\Delta\Theta = -0.05^\circ\text{C}$ und $\Delta S = -0.01$. Im Rahmen des WOCE - Projektes verfolgten *Sy et al.* (1997) Änderungen der Ausbreitungswege und Eigenschaften des LSW zwischen 1991 und 1994 auf 3 transatlantischen Schnitten von der Quellregion bis in das Westeuropäische Becken. Auf der Grundlage dieser Zeitserie stellten die Autoren eine substantielle Abkühlung des LSW in verschiedenen ozeanischen Regionen außerhalb des Quellgebietes fest. Im Bereich des Rockall - Kanals liegt die Temperaturabnahme zwischen 1991 und 1994 bei -0.11°C und läßt eine kontinuierliche Erneuerung von LSW vermuten (*Sy et al.*, 1997). Diese intensive Zwischenwasserventilation geht nach Ansicht der Autoren mit einer Periode intensiver Konvektionsereignisse in der Labradorsee nach 1988 einher. Die Auswirkungen der Zwischenwassererneuerung auf die Gebiet südlich des Rockall - Kanals sind nach 4 - 5.5 Jahren spürbar *Sy et al.* (1997). Die beobachteten Änderungen der LSW - Eigenschaften zwischen 1994 und 1995 deuten somit darauf hin, daß die Porcupine - Seabight ein nahezu isoliertes Gebiet für die Erneuerung von LSW darstellt und zwischenjährliche Schwankungen in erster Linie durch Vermischungsprozesse mit MW, wie sie von *Cunningham und Haine* (1995) südlich von 45°N entlang des europäischen Kontinentalrandes beschrieben werden, hervorgerufen werden.

3.5 Zusammenfassung

Aus den in den Jahren 1994 und 1995 im Bereich des europäischen Kontinentalrandes westlich von Irland durchgeführten hydrographischen Messungen lassen sich zur Zusammensetzung und räumlichen und zeitlichen Variabilität der wichtigsten Wassermassen die folgenden Erkenntnisse zusammenfassen:

- Die oberflächennahe Wassersäule wird dominiert durch warmes, salzreiches ENAW. Die Kernschicht des ENAW ist durch ein relatives Minimum der potentiellen Vorticity in einer Tiefe von 400 dbar charakterisiert.
- MW ist in der Porcupine - Seabight als intermediäre Salzgehaltsmaximumschicht auf der Dichtefläche $\sigma_1 = 32.03 \text{ kgm}^{-3}$ definiert (900 dbar - 1100 dbar).
- Im Sommer 1995 dringt kaltes, salzarmes SAIW im Dichtebereich des MW bis an den Kontinentalrand westlich der Porcupine - Bank vor und bildet in diesem Zeitraum eine Barriere für die Ausbreitung von MW in den südlichen Rockall - Kanal.
- Die Dichtefläche des LSW - Salzgehaltsminimums ($\sigma_{1.5} = 34.65 \text{ kgm}^{-3}$) variiert zwischen 1600 dbar westlich der Porcupine - Bank und 1900 dbar in der Porcupine - Seabight.
- Die zwischenjährlichen Änderungen der Wassermasseneigenschaften sind regional sehr unterschiedlich. In der Porcupine - Seabight erfolgt zwischen 1994 und 1995 in allen 3 Stockwerken eine deutliche Erwärmung und Salzgehaltszunahme, während in den untersuchten Regionen westlich der Porcupine - Bank eine überwiegend gegenläufige Entwicklung zu beobachten ist.

4. Der Schelfrandstrom westlich von Irland

Dieses Kapitel beschreibt die hydrographische Struktur und die Ausbreitungswege des SEC entlang des europäischen Kontinentalrandes westlich von Irland. Neben der Identifizierung charakteristischer Eigenschaften des SEC steht dabei die Untersuchung des Einflusses der Variabilität von Wassermassen des Nordatlantik auf den Verlauf des SEC im Vordergrund.

4.1 Einführung

Bisherige Bemühungen zur qualitativen und quantitativen Erfassung des SEC konzentrierten sich vor allem auf intensive Untersuchungen in Teilregionen des westeuropäischen Kontinentalrandes. Im Gegensatz zu den zahlreichen Untersuchungen im Gebiet des Rockall - Kanals stehen für die Analyse der Wassermasseneigenschaften und Strömungsverhältnisse in den schelfnahen Gebieten westlich von Irland relativ wenige Informationen zur Verfügung. *Turrell et al.* (1995) liefern eine Übersicht des aktuellen Kenntnisstandes, die als Ausgangspunkt für die Aktivitäten im Rahmen des SEFOS - Projektes diente. Eine Schlüsselrolle für die Eigenschaften des SEC kommt vor allem den topographischen Besonderheiten im Bereich der Porcupine - Seabight und Porcupine - Bank zu. Aufgrund der starken Unregelmäßigkeiten der Bodentopographie sind in diesem Gebiet Diskontinuitäten im polwärtigen Verlauf des SEC zu erwarten (*Ellett et al.*, 1979). Die Untersuchungen konzentrierten sich deshalb auf die Identifizierung der Hauptausbreitungswege und Abschätzungen der räumlichen und zeitlichen Variabilität des SEC in diesem Gebiet.

4.2 Wassermassen und Strömungen im Bereich des irischen Schelfrandes

Die Wassermasseneigenschaften und Ausbreitungswege des SEC werden zunächst anhand des umfangreichen Datensatzes der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995) untersucht. Neben hochauflösenden CTD - Daten stehen für diesen Beobachtungszeitraum Sauerstoff- und Phytoplanktonproben zur Verfügung. Zusätzlich wurden akustische Strömungsmessungen durchgeführt, die über die Analyse klassischer Schichtungsparameter hinaus ein detailliertes Bild der oberflächennahen Strömungsstruktur liefern können. Am Beispiel der Vertikalverteilungen von Θ , S und σ_0 entlang des Schnittes C (51.5°N) sollen zunächst Besonderheiten der vertikalen Schichtung unter Berücksichtigung der topographischen Gegebenheiten dargestellt werden, bevor anhand der Auswertung von Horizontalvertei-

lungen die räumliche Struktur und Ausbreitungswege des SEC im Untersuchungsgebiet beschrieben werden.

4.2.1 Hydrographie des SEC im Juni/Juli 1995

Abb. 4.1 zeigt die Vertikalverteilung der Schichtungsparameter Θ , S und σ_0 entlang Schnitt C (51.5°N) im Gebiet der Porcupine - Seabight und Porcupine - Bank zwischen 11°W und 18°W im Tiefenbereich 0 dbar - 800 dbar.

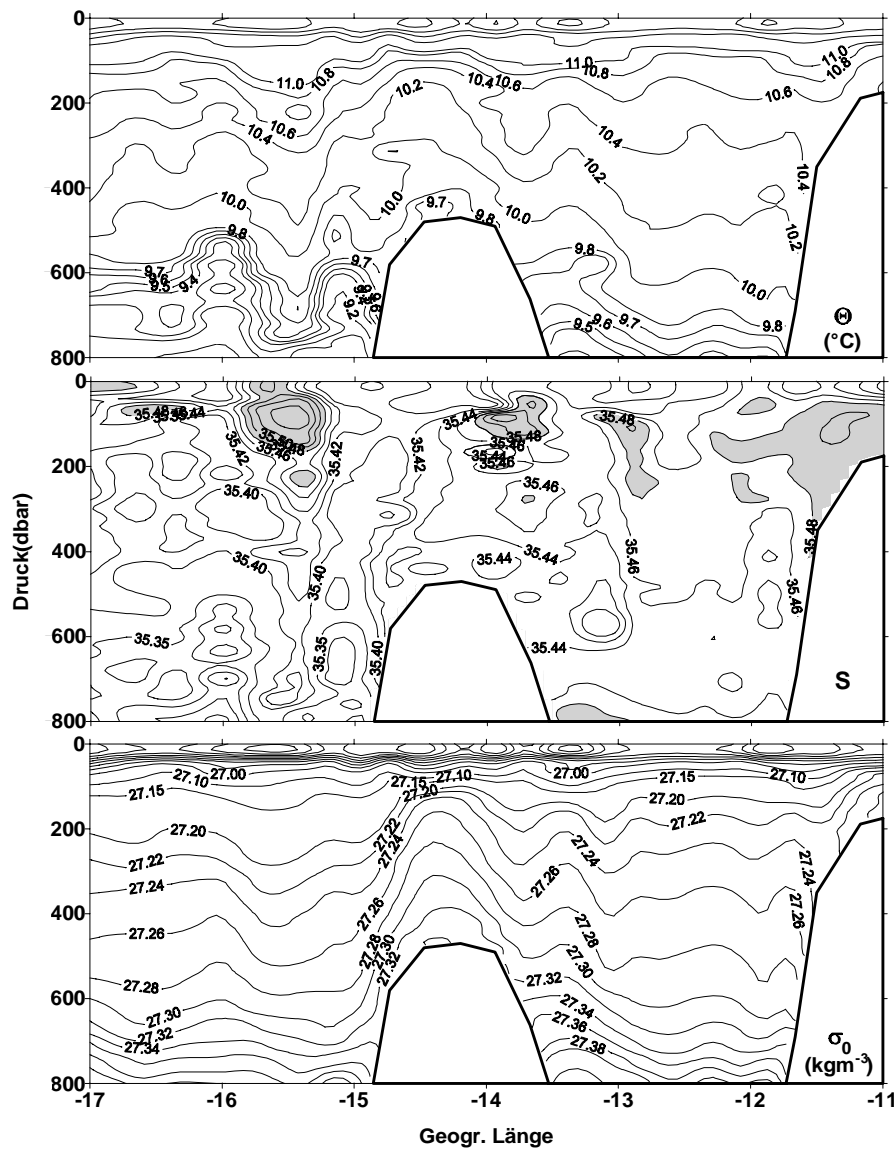


Abb. 4.1: Vertikalverteilung der Parameter Θ , S und σ_0 entlang des Schnittes C (51.5°N) der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995).

Unterhalb der saisonalen Temperatursprungschicht ist der Einfluß der Topographie der Porcupine - Bank auf die oberflächennahe Wassermassenstruktur als Aufwölbung der

Isothermen und Isopyknen entlang der Kuppenflanken erkennbar. Oberhalb des Kuppenplateaus erfolgt eine Kompression des Temperatur- und Dichtefeldes in Verbindung mit einem Einschluß von kaltem Wasser hoher Dichte. Diese Temperatur- und Dichteanomalie erstreckt sich über die nahezu gesamte Wassersäule und trennt die warmen, salzreichen Wassermassen westlich und östlich der Porcupine - Bank. Die Struktur der vertikalen Parameterverteilung ist durch deutliche Unterschiede zwischen den beiden Teilregionen charakterisiert. Während westlich der Porcupine - Bank zwischen 0 dbar und 800 dbar eine starke Salzgehaltsabnahme auf Werte bis zu $S \approx 35.30$ zu beobachten ist, ist die Porcupine - Seabight in diesem Tiefenbereich durch relativ schwache Salzgehaltsgradienten zwischen $S = 35.46$ und 35.48 charakterisiert. Eine Ausnahme bildet die östliche Kuppenflanke der Porcupine - Bank, wo Salzgehalte zwischen $S = 35.44$ und 35.48 gemessen werden. Diese regionalen Unterschiede sind im gesamten Untersuchungsgebiet zu beobachten und werden von den Ergebnissen der Meßkampagne H70 im Mai 1995 bestätigt, sind jedoch in den Beobachtungen im Frühjahr 1994 deutlich schwächer ausgeprägt. Die Ursache hierfür ist auf den saisonalen Einfluß von kaltem, salzarmem SAIW auf die Wassermassen südlich des Rockall - Plateaus zurückzuführen, das im Sommer bis an den europäischen Kontinentalrand westlich der Porcupine - Bank vordringt, jedoch im Verlauf winterlicher Konvektionsprozesse auf Gebiete westlich des Mittelatlantischen Rückens beschränkt bleibt (siehe Kap. 3).

In Übereinstimmung mit den Beobachtungen von *Hill und Mitchelson - Jacob* (1993) am schottischen Schelfrand ist der SEC im Bereich des irischen Schelfrandes als Kern warmen, salzreichen Wassers im Dichtebereich $\sigma_0 = 27.10 \text{ kgm}^{-3} - 27.26 \text{ kgm}^{-3}$ der oberen 500 dbar der Wassersäule charakterisiert. Weitere Einschlüsse warmen, salzreichen Wassers in diesem Dichtebereich sind oberhalb der westlichen und östlichen Kuppenflanke der Porcupine - Bank erkennbar und weisen eine mit dem SEC vergleichbare Θ/S - Charakteristik auf. Diese Kerne stellen vor allem westlich der Porcupine - Bank in fast allen Beobachtungszeiträumen eine auffällige Anomalie der Schichtung dar und werden im weiteren Verlauf dieses Abschnittes bzgl. ihrer räumlichen Struktur und Herkunft näher untersucht.

Abb. 4.2 zeigt die Horizontalverteilung der Parameter Θ , S , O_2 und N^2 auf der Dichtefläche $\sigma_0 = 27.20 \text{ kgm}^{-3}$, die die mittlere Tiefenlage des warmen, salzreichen Kerns des SEC im Bereich des irischen Schelfrandes in guter Näherung repräsentiert. Das auffälligste Merkmal des horizontalen Massenfeldes bildet die starke Zunahme der Schichtungsintensität in Richtung der Kuppenflanken der Porcupine - Bank. Das Maximum der Stabilitätsfrequenz beträgt im Bereich des Kuppenplateaus $N^2 = 50 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-2}$ und charakterisiert die Grenze zwischen kaltem Wasser über der Bank und warmem Wasser in der nördlichen Porcupine - Tiefsee - Ebene und der Porcupine - Seabight. Außerhalb des unmittelbaren Einflußbereichs der Porcupine - Bank breiten sich schwach geschichtete Kerne warmen,

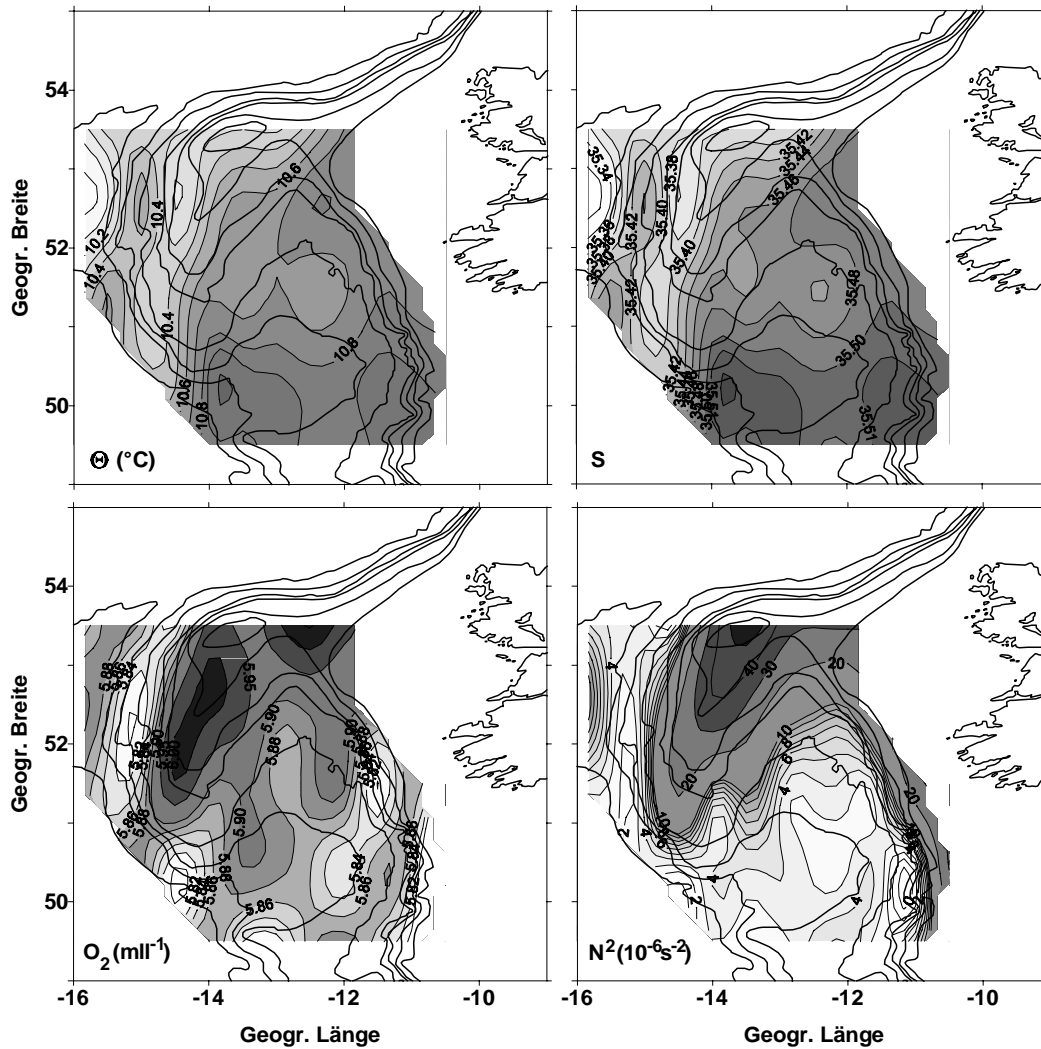


Abb. 4.2: Horizontalverteilung der Parameter Θ , S , O_2 und N^2 auf der Dichtefläche $\sigma_0 = 27.20 \text{ kgm}^{-3}$ der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995).

salzreichen und sauerstoffarmen Wassers oberhalb der westlichen und östlichen Kuppenflanken der Bank sowie entlang des irischen Schelfrandes zungenförmig nach Norden aus. In der Porcupine - Seabight sind diese Kerne bis etwa 51.5°N über ihre relativ zur Umgebung isolierten Salzgehaltsmaxima eindeutig identifizierbar, unterliegen jedoch im Verlauf ihrer nordwärtigen Ausdehnung einer unterschiedlich starken Erosion. Entlang des irischen Schelfrandes nimmt der Salzgehalt zwischen 49.5°N und 53.5°N um 0.03 , östlich der Porcupine - Bank hingegen um 0.08 ab. Westlich der Porcupine - Bank wird warmes, salzreiches Wasser von der Südwestspitze der Bank bis in den Eingang des Rockall - Kanals transportiert. Die Temperaturen und Salzgehalte sind gegenüber den Eigenschaften in der Porcupine - Seabight aufgrund der Vermischung mit kaltem, salzrarem SAIW erheblich reduziert. SAIW wird im Sommer bis an den westeuropäischen Kontinentalrand verfrachtet (siehe Kap. 3) und erreicht durch Auftriebsprozesse geringere Tiefen. Im Ju-

ni/Juli 1995 ist der Einfluß von SAIW südlich von 52°N als südwärts gerichtete Zunge kalten, salzarmen Wassers erkennbar. Die beobachtete Salzgehaltsabnahme im Verlauf des Kerns warmen, salzreichen Wassers östlich der Porcupine - Bank läßt darauf schließen, daß ein erheblicher Anteil von SAIW in diese Region transportiert wird und in die zentrale Porcupine - Bank rezirkuliert. Zusammenfassend bleibt die Frage zu klären, inwieweit die warmen, salzreichen Kerne entlang der topographischen Grenzen der Porcupine - Seabight auf eine Aufspaltung des SEC im Bereich des Keltischen Schelfs südlich von Goban - Spur zurückzuführen sind. Darüberhinaus soll der Ursprung des stark modifizierten Kerns warmen, salzreichen Wassers westlich der Porcupine - Bank näher untersucht werden.

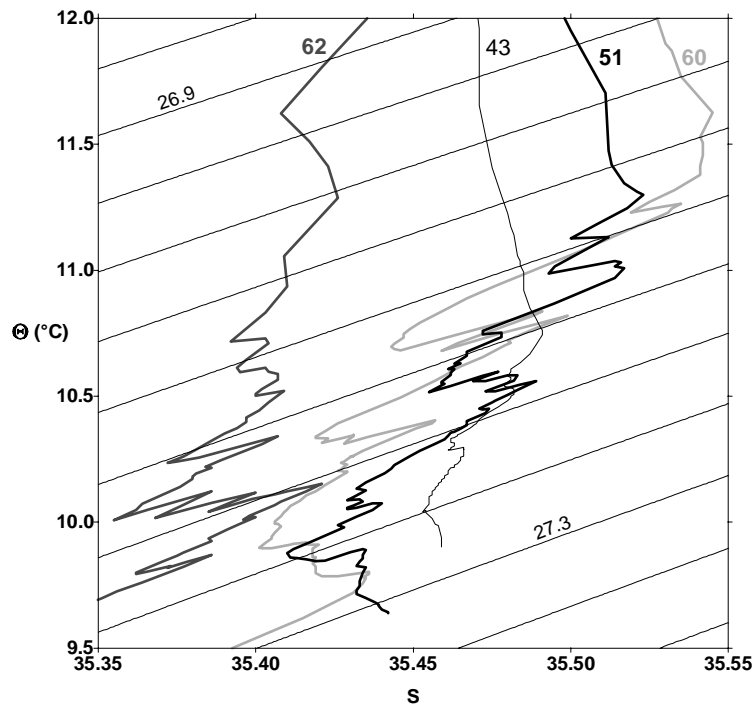


Abb. 4.3: Θ/S - Verteilung ausgewählter Stationen entlang Schnitt C (51.5°N) der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995). Die Dichteflächen sind in Intervallen von $\sigma_0 = 0.05 \text{ kgm}^{-3}$ dargestellt.

Abb. 4.3 zeigt die Θ/S - Verteilung verschiedener Stationen entlang Schnitt C (51.5°N) der Meßkampagne V153 im Temperaturbereich $\Theta = 9.5^\circ\text{C}$ - 12°C und Salzgehaltsbereich $S = 35.35$ - 35.55 . Station 43 repräsentiert ein typisches Profil innerhalb des SEC im Bereich des irischen Schelfrandes, die Stationen 51 und 60 charakterisieren Profile der warmen, salzreichen Kerne östlich und westlich der Porcupine - Bank. Station 62 liegt bei 16°W im Gebiet der nördlichen Porcupine - Tiefsee - Ebene. In der Θ/S - Struktur der Profile in unmittelbarer Umgebung der Porcupine - Bank (51, 60) sind deutliche Salzgehaltsschwankungen zu beobachten, während die Salzgehaltsverteilung im Bereich des irischen Schelfrandes vergleichsweise homogen ist (43). Im Temperaturbereich $\Theta =$

11 °C - 12 °C, unterhalb der saisonalen Temperatursprungschicht bis etwa 100 dbar, sind auffällige Salzgehaltsunterschiede zwischen den Profilen am irischen Schelfrand (43) und westlich (60) und östlich (51) der Porcupine - Bank erkennbar. Entlang der Dichtefläche $\sigma_0 = 27.05 \text{ kgm}^{-3}$, in einer Tiefe von etwa 100 dbar, erreichen die Salzgehalte an den Stationen 51 und 60 Werte von $S > 35.50$, während die Salzgehalte an Station 43 Werte von $S = 35.47$ nicht übersteigen. Westlich und östlich der Bank erfolgt bei Temperaturen von $\Theta < 11 \text{ °C}$ eine starke Salzgehaltsabnahme, die am irischen Schelfrand ausbleibt. Diese Salzgehaltsabnahme ist auf Einschübe sehr salzarmen Wassers zurückzuführen, die an Station 60 westlich der Porcupine - Bank, im Vergleich zu Station 51 östlich der Bank, deutlich intensiver ausgeprägt sind. Die Salzgehalte entlang der Dichtefläche $\sigma_0 = 27.20 \text{ kgm}^{-3}$, in einer Tiefe von etwa 200 dbar, betragen an Station 60 $S \approx 35.43$ gegenüber $S \approx 35.47$ an Station 51. Beide Profile zeigen jedoch eine auffällige Übereinstimmung mit der Θ/S - Charakteristik an Station 62, wo das salzarme Wasser in diesem Temperaturbereich auf den Einfluß von SAIW zurückzuführen ist. Diese Übereinstimmung macht deutlich, daß die beobachteten Merkmale der Profile innerhalb der warmen, salzreichen Kerne westlich und östlich der Porcupine - Bank zu einem erheblichen Anteil aus dem Eintrag subpolarer Wassermassen resultieren. Durch die Vermischung mit den salzreichen Wassermassen der Porcupine - Seabight werden die beobachteten SAIW - Signale östlich der Porcupine - Bank stark abgeschwächt, bilden jedoch einen wesentlichen Bestandteil der oberflächennahen Wassersäule in diesem Gebiet.

4.2.2 Phytoplanktonverteilungen im Juni/Juli 1995

Die Schlußfolgerungen aus der Auswertung der Θ/S - Verteilungen werden durch die Analyse der Phytoplanktonproben bestätigt. Die Proben wurden an ausgewählten Positionen des Stationsnetzes der Meßkampagne V153 zwischen der Meeresoberfläche und 100 m Tiefe genommen und lichtmikroskopisch analysiert. Das Ziel dieser Analyse lag in der Untersuchung der Verteilung von Phytoplanktonarten, die als Indikator für die Advektion warmer Wassermassen subtropischen Ursprungs in höhere Breiten geeignet sind. Sie ermöglichen somit, als Ergänzung der Verteilung klassischer hydrographischer Schichtungsparameter, Rückschlüsse auf Quellregionen und Ausbreitungswege von Wassermassen im Untersuchungsgebiet. Die Ergebnisse sind in *White et al.* (1997) detailliert zusammengefaßt. Das pelagische Phytoplankton wird von Kieselalgen und Dinoflagellaten dominiert (*Friedrich*, 1965). Während Kieselalgen kühle Meeresgebiete bevorzugen, sind Dinoflagellaten vor allem in warmen, tropischen und subtropischen Gewässern von Bedeutung und stellen daher ein effektives Hilfsmittel für die Identifizierung von Wassermassen aus diesen Ozeanregionen dar. Dinoflagellaten sind durch eine außerordentliche Artenvielfalt charakterisiert. Die Analyse der Probennahmen konzentrierte sich deshalb auf die wichtigsten Arten *Gonyaulax*, *Ceratium*, *Podolampes* und *Oxytoxum*. *Gonyaulax* sind überwiegend in den offenen subtropischen Ozeanregionen zu finden, während die übrigen untersuchten Arten vor al-

lem in schelfnahen Gebieten beheimatet sind (White, pers. Mitteilung). Der Hauptanteil entfiel dabei mit bis zu 60% der Proben auf die Spezies *Gonyaulax polygramma*, bis zu etwa 15% auf die übrigen Arten *Ceratium*, *Podolampes* und *Oxytoxum*. Abb. 4.4 zeigt die Horizontalverteilung des prozentualen Anteils der Spezies *Gonyaulax polygramma* (a) und der verbleibenden Arten (b).

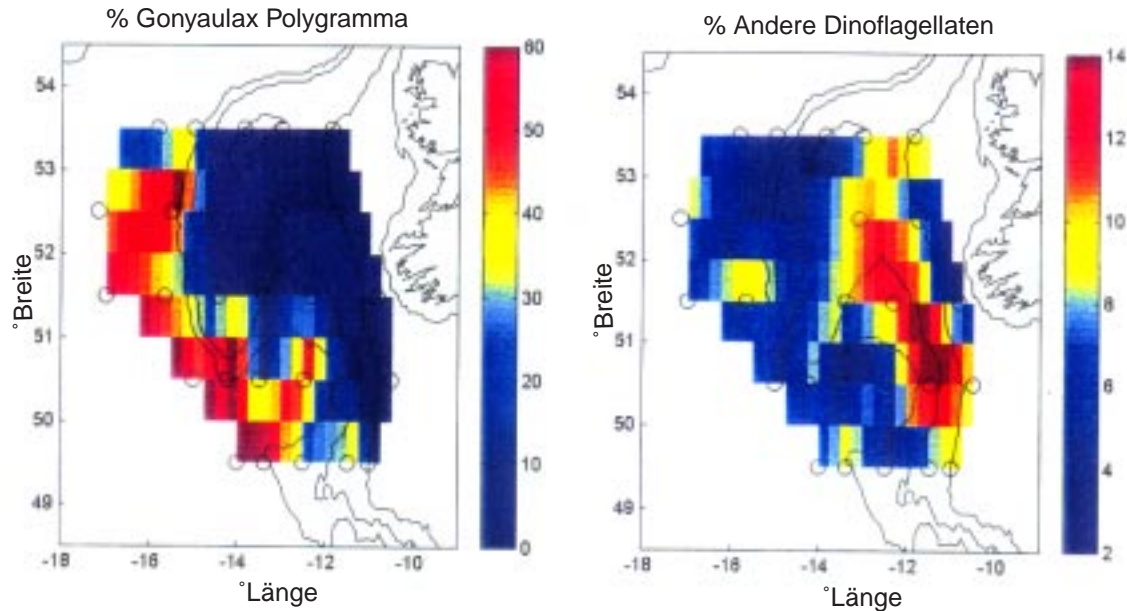


Abb. 4.4: Prozentualer Anteil von *Gonyaulax polygramma* (a) und der verbleibenden Arten (b) in den Phytoplanktonproben der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995) im Tiefenbereich 0 m - 100 m.

Der größte Anteil von *Gonyaulax polygramma* entfällt mit 40% - 60% aller Proben auf die tiefen Stationen westlich der Porcupine - Bank und der Porcupine - Seabight. Im Bereich des Kuppenplateaus der Porcupine - Bank und in Richtung des irischen Schelfrandes erfolgt eine starke Abnahme dieser Spezies auf Werte $< 10\%$. Der Hauptanteil der übrigen untersuchten Arten liegt zwischen 10% und 15% und konzentriert sich überwiegend auf die schelfnahen Regionen westlich von Irland zwischen Goban - Spur und dem südlichen Rockall - Kanal. Der Anteil dieser Arten fällt außerhalb der Schelfregionen auf Werte $< 5\%$. Die Abwesenheit von *Gonyaulax polygramma* und die Existenz bedeutender Anteile der übrigen untersuchten Arten in den schelfnahen Regionen deutet darauf hin, daß unterschiedliche Quellen für die Advektion der betrachteten Phytoplanktonarten verantwortlich sind. Demnach dominieren westlich der Porcupine - Bank und in der Porcupine - Seabight Wassermassen aus den tiefen Ozeanregionen, die im Verlauf des südlichen Arms des NAC an den europäischen Kontinentalrand transportiert werden und als Quelle der hohen Konzentrationen von *Gonyaulax polygramma* anzusehen sind. Die anderen Phytoplanktonarten werden mit dem SEC in die schelfnahen Regionen westlich von Irland

transportiert (*White et al.*, 1997). Der in Richtung der Porcupine - Seabight verschwindende Anteil dieser Arten deutet darauf hin, daß der SEC im betrachteten Zeitraum auf den Kontinentalrand beschränkt bleibt und somit kein bedeutender Wassermassenaustausch zwischen schelfnahen und ozeanischen Regionen erfolgt.

4.2.3 Strömungsverhältnisse im Juni/Juli 1995

Zur Quantifizierung der Strömungen in den schelfnahen Gebieten westlich von Irland soll neben ADCP - Strömungsmessungen auch das aus dem Massenfeld abgeleitete Strömungsfeld (Geostrophie) benutzt werden. Eine Kombination dieser Verfahren ermöglicht eine realistische Darstellung der Zirkulation auch unterhalb der Meßtiefe des ADCP.

Vergleich von Geostrophie und Strömungsmessungen

Stehen Strömungsmessungen nicht oder, wie in diesem Fall, nur bis zu einer begrenzten Meßtiefe zur Verfügung, kann die Struktur des Strömungsfeldes in allen Tiefen mittels des geostrophischen Ansatzes aus dem beobachteten Massenfeld bestimmt werden. Danach kann das ozeanische Strömungsfeld, unter der Voraussetzung eines reibungsfreien Ozeans, in guter Näherung aus der Balance zwischen Corioliskraft und Druckgradientkraft berechnet werden. Diese sog. dynamische Methode liefert ausschließlich Informationen über das relative Geschwindigkeitsfeld senkrecht zur Verbindungslinie zwischen zwei hydrographischen, diskreten Meßpunkten. Der barotrope, tiefenunabhängige Strömungsanteil in Form von Druckunterschieden, z.B. aufgrund winderzeugter Auslenkungen der Meeresoberfläche, wird dabei nicht erfaßt. Die Überführung der Relativ- in Absolutwerte erfordert die Definition einer Referenzschicht im Ozean, in der entweder annähernd Stromlosigkeit vorausgesetzt werden kann (*level of no motion*) oder die Amplitude der Strömungsgeschwindigkeit bekannt ist (*level of known motion*). In diesem Zusammenhang ist die Darstellung der dynamischen Topographie ein weiterer Aspekt dynamischer Betrachtungen im Ozean. Die dynamischen Höhen beschreiben das relative Druckfeld einer Wassersäule und können bei bekanntem Massenfeld aus der hydrostatischen Grundgleichung bestimmt werden. Die Strömungsrichtung verläuft parallel zu Linien gleicher dynamischen Höhen, die Strömungsgeschwindigkeit ist umgekehrt proportional zum Abstand der Höhenlinien. Aus der geostrophischen Balance ergibt sich für die Nordhemisphäre, daß Gebiete großer dynamischer Höhen antizyklonal, Gebiete kleiner dynamischer Höhen zyklonal umströmt werden. Die Berechnung der dynamischen Topographie und der geostrophischen Geschwindigkeiten erfolgte relativ zu einer Druckfläche von 800 dbar. Dieses Druckniveau repräsentiert in guter Näherung die Wassermassengrenze zwischen ENAW und MW im Untersuchungsgebiet (*van Aken und Becker*, 1997). Für den Fall, daß die Wassertiefe geringer war als das Referenzniveau, wurde der Meeresboden als Referenzniveau gewählt.

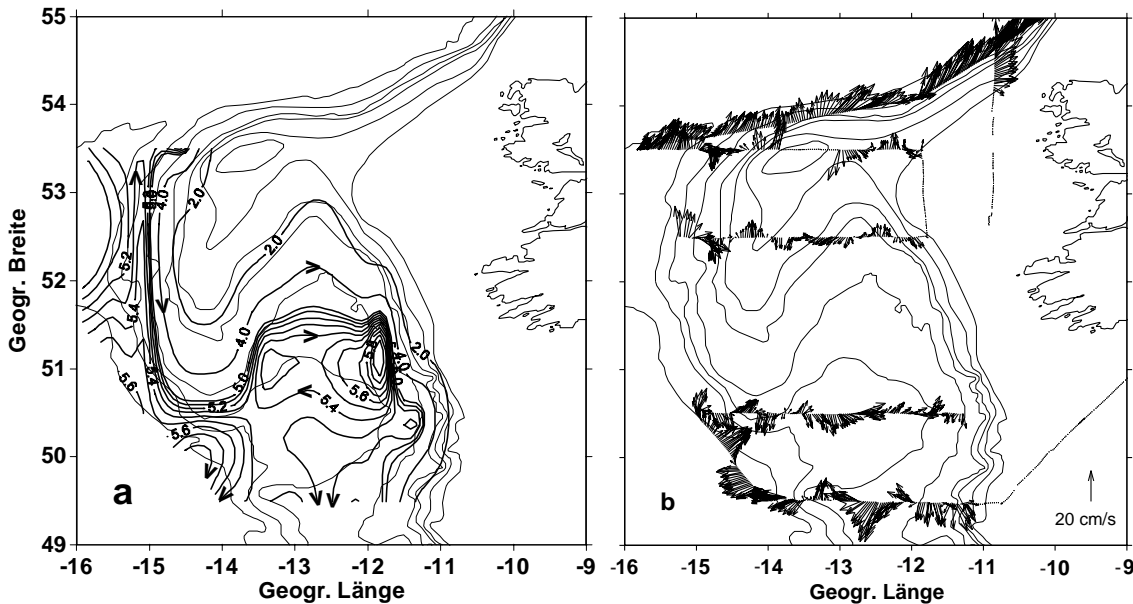


Abb. 4.5: Dynamische Topographie (m^2s^{-2}) auf der Druckfläche 200 dbar relativ zu 800 dbar (a) und hochauflösendes, gezeitenkorrigiertes ADCP - Strömungsfeld (cm s^{-1}) in 200 m Tiefe (b) der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995).

Die Auswertung des horizontalen Strömungsfeldes liefert einen Überblick der räumlichen Struktur der lokalen Zirkulation und ermöglicht einen direkten Vergleich mit den Eigenschaften des horizontalen Massenfeldes. Abb. 4.5 zeigt die dynamische Topographie auf der Druckfläche 200 dbar (bezogen auf 800 dbar) und das hochauflösende, gezeitenkorrigierte Strömungsfeld aus ADCP - Messungen in 200 m Tiefe der Meßkampagne V153. In den tiefen Ozeanregionen westlich und östlich der Porcupine - Bank ist eine gute Übereinstimmung der geostrophischen und ADCP - Strömungen erkennbar. Der Kern warmen, salzreichen Wassers westlich von 15°W ist durch ein nordwärts gerichtetes Strömungsband charakterisiert. Unmittelbar östlich von 15°W erfolgt eine Richtungsumkehr mit südwärts gerichteten Strömungen, die den beobachteten Verlauf der Zunge kalten, salzarmen Wassers entlang der steilen Kuppenflanken der Porcupine - Bank repräsentiert. In der Porcupine - Seabight ist eine durch die Bodentopographie geführte und im Wesentlichen antizyklonale Zirkulation zu beobachten. In der flachen Kuppenregion der Porcupine - Bank und entlang des steilen Kontinentalrandes westlich von Irland sind erhebliche Unterschiede zwischen den geostrophischen Berechnungen und den ADCP - Messungen erkennbar. Die Wahl eines tiefen Referenzniveaus führt in Gebieten mit stark abnehmender Wassertiefe zur Annahme von Stromlosigkeit in unmittelbarer Bodennähe und zu proportional zur Wassertiefe abnehmenden dynamischen Höhen. Die dynamische Topographie liefert somit eine zyklonale Umströmung der Porcupine - Bank und eine südwärts gerichtete Strömung entlang des irischen Kontinentalrandes im Gegensatz zum nordwärts setzenden Kern warmen, salzreichen Wassers des SEC in diesem Bereich. Die ADCP -

Messungen hingegen deuten auf eine antizyklonale Umströmung der Porcupine - Bank und eine nordwärts gerichtete Strömung entlang des irischen Schelfrandes nördlich von 52°N hin. Südlich von 52°N ist ein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Wassermassenstruktur des SEC und der Struktur des Strömungsfeldes aufgrund teilweise fehlender ADCP - Vergleichsmessungen nicht möglich.

Anpassung des relativen geostrophischen Strömungsfeldes an die ADCP - Messungen

Im vorangegangenen Abschnitt wurde deutlich, daß vor allem in Gebieten mit stark abnehmender, flacher Bodentopographie große Abweichungen der Ergebnisse aus dem geostrophischen Ansatz gegenüber den akustischen Strömungsmessungen zu erwarten sind. Geht man von den ADCP - Messungen als realistisches Bild der Zirkulation aus, ermöglicht die Anpassung der geostrophischen Geschwindigkeitsprofile an die ADCP - Profile Informationen über Amplitude und Richtung der Strömungsgeschwindigkeit über die gesamte Wassertiefe unabhängig von der Notwendigkeit der Definition einer Referenzfläche der Geschwindigkeit. Dies ist insbesondere im Hinblick auf eine genaue Abschätzung von Volumentransporten von Bedeutung. Diese Methode wurde bereits von *Bersch* (1995) entlang des WOCE/A1E - Schnittes erfolgreich angewandt. Um eine eindeutige Zuordnung der ADCP - Profile an die geostrophischen Geschwindigkeitsprofile zu gewährleisten, wurden die Nord/Süd - Komponenten aller verfügbaren ADCP - Profile zwischen jeweils zwei hydrographischen Referenzpositionen oberhalb des größten gemeinsamen Tiefenniveaus gemittelt. Diese Mittelwerte umfassen bis zu 30 ADCP - Profile in Abhängigkeit von Stationsdauer und Stationabstand. Aufgrund der mehrtägigen Unterbrechung der ADCP - Datenaufnahme kann die Anpassung nur entlang der Schnitte A und B bzw. D und E an insgesamt 60 Stationspaaren durchgeführt werden. Die Auswahl einer repräsentativen Tiefenschicht als Grundlage der Anpassung der berechneten an die gemessenen Strömungen orientiert sich an der Qualität der ADCP - Daten sowie der Notwendigkeit der Eliminierung des Einflusses der winddurchmischten Schicht. Als Kriterium für die Qualität der ADCP - Messungen wurde die sog. *Percent - Good - Rate* herangezogen, die die Differenz der Signalstärke des Ausgangs- und des reflektierten Impulses beschreibt. Als Grenzwert für eine hohe Datenqualität wurde eine mittlere *Percent - Good - Rate* von 85% definiert. Aus diesen Überlegungen ergibt sich ein für die Anpassung sinnvoller Tiefenbereich von 70 dbar bis maximal 300 dbar. Unterhalb dieses Tiefenbereichs nimmt die Qualität der ADCP - Daten und damit auch die Dichte der verwendbaren Messungen deutlich ab. In den schelfnahen Gebieten und im Bereich des flachen Kuppenplateaus der Porcupine - Bank standen aufgrund der niedrigen Wassertiefen und der Störeffekte durch die Reflektion des akustischen Signals am Meeresboden deutlich weniger Messungen für die Anpassung zur Verfügung. Die bzgl. der ADCP - Profile korrigierten geostrophischen Geschwindigkeiten werden über die folgende Beziehung bestimmt:

$$VG_{COR_i} = VG_i + COR$$

mit

$$COR = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (VA_i - VG_i)$$

- VG_{COR_i} Korrigierte geostrophische Geschwindigkeit in der Tiefe i
 VG_i Geostrophische Geschwindigkeit in der Tiefe i
 COR Korrekturterm
 VA_i ADCP - Geschwindigkeit in der Tiefe i
 N Anzahl der Tiefenniveaus, in denen ADCP - Daten vorliegen

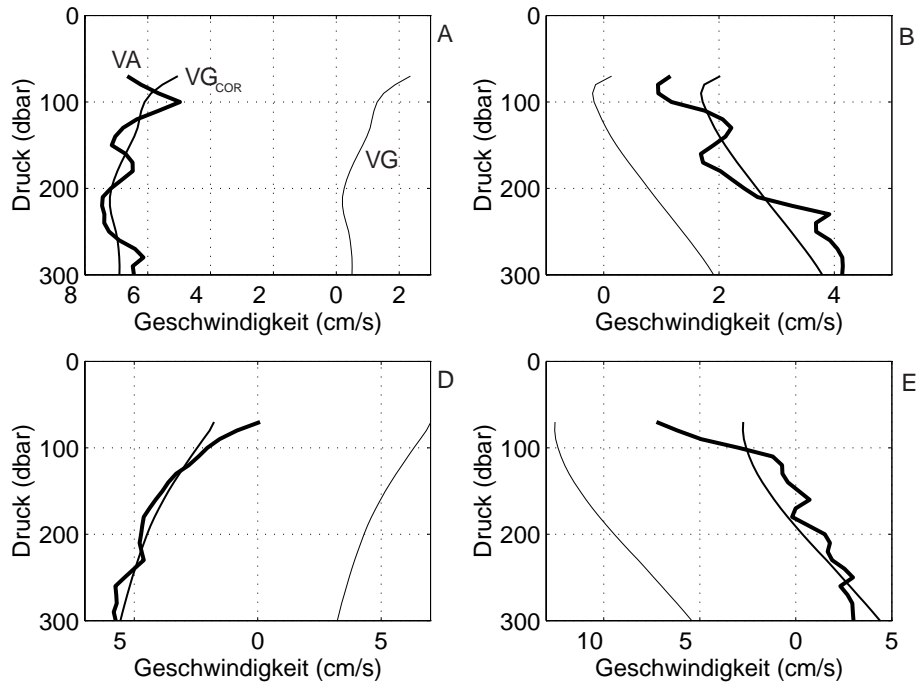


Abb. 4.6: Korrektur ausgewählter geostrophischer Geschwindigkeitsprofile bzgl. der ADCP - Messungen entlang der Schnitte A, B, D und E.

Abb. 4.6 liefert einen Überblick der Ergebnisse der Anpassung der geostrophischen an die ADCP - Profile am Beispiel ausgewählter Profile entlang der Schnitte A und B bzw. D und E. Die Ergebnisse zeigen eine gute Übereinstimmung zwischen der vertikalen Scherung der jeweiligen Profile mit teilweise sehr großen Abweichungen der Amplitude und Richtung der Strömungsgeschwindigkeiten. Tab. 4.1 zeigt die Abweichung der geostrophischen von den ADCP - Profilen im quadratischen Mittel vor und nach der Anpassung entlang der befahrenen Schnitte. Die Größenordnung der Abweichungen liegt zwischen 5.2 cm s^{-1} und

9.5 cms^{-1} und reduziert sich nach der Korrektur der geostrophischen Profile auf Werte zwischen 0.9 cms^{-1} und 2 cms^{-1} .

Schnitt	Abweichung (cms^{-1})	Abweichung (cms^{-1})
	$\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (VA_i - VG_i)^2}$	$\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (VA_i - VG_{COR_i})^2}$
A	9.5	2.0
B	6.2	0.9
D	5.2	1.1
E	8.3	1.1

Tab. 4.1: Übersicht der Abweichungen zwischen ADCP - und gestrophischen Profilen im quadratischen Mittel entlang der befahrenen Schnitte der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995) vor und nach der Anpassung.

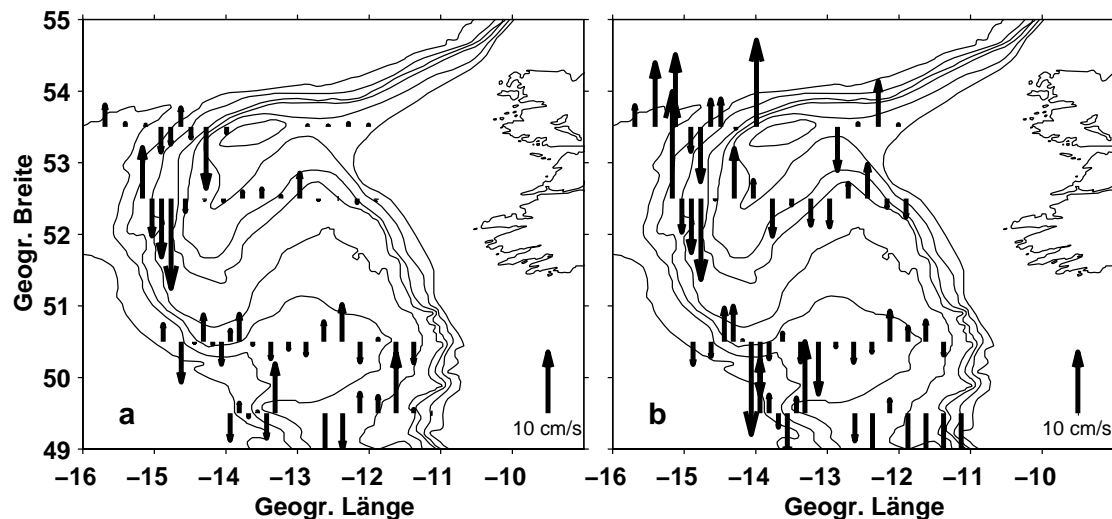


Abb. 4.7: Strömungsgeschwindigkeiten auf der Druckfläche 200 dbar aus der geostrophischen Berechnung (a) und nach der Anpassung an die ADCP - Profile (b).

Abb. 4.7 zeigt die Strömungsgeschwindigkeiten auf der Druckfläche 200 dbar aus der geostrophischen Berechnung (a) und nach der Anpassung an die Nord - Süd - Komponente der ADCP - Geschwindigkeiten (b). Die korrigierten Strömungsgeschwindigkeiten innerhalb des nordwärts setzenden Kerns warmen, salzreichen Wassers westlich von 15°W liegen bei etwa 15 cms^{-1} und sind damit um den Faktor 2 gegenüber den geostrophischen Geschwindigkeiten erhöht. Der Keil des kalten, salzarmen SAIW, der seewärts der westlichen Kuppenflanke der Porcupine - Bank nach Süden transportiert wird, ist durch Geschwindigkeiten in der Größenordnung von 10 cms^{-1} charakterisiert. Die geostrophischen Geschwindigkeiten differieren in diesem Fall nur unwesentlich von

den korrigierten Geschwindigkeiten. Die größten Unterschiede in der Amplitude und Richtung der Strömungsgeschwindigkeiten sind im Bereich der flachen Kuppenregion sowie in Richtung des irischen Schelfrandes erkennbar. Das korrigierte Geschwindigkeitsfeld zeigt im Bereich des Kuppenplateaus der Porcupine - Bank eine antizyklonale Tendenz mit nordwärts gerichteten Strömungen mit Geschwindigkeiten von 10 cm s^{-1} - 15 cm s^{-1} entlang der westlichen und südwärts gerichteten Strömungen bis etwa 8 cm s^{-1} entlang der östlichen Kuppenflanke. Die geostrophischen Geschwindigkeiten hingegen sind gegenüber den Amplituden der korrigierten Geschwindigkeiten stark unterschätzt und deuten auf eine zyklonale Umströmung der Bank hin. Die Unterbrechung der ADCP - Referenzmessungen im Bereich des irischen Schelfrandes südlich von 52°N verhindert eine eindeutige Erfassung des Verlaufs des SEC. Die geostrophischen Berechnungen zeigen in diesem Gebiet nordwärts gerichtete Strömungen mit Geschwindigkeiten von etwa 5 cm s^{-1} . Nördlich von 52°N ist der SEC als nordwärts gerichtetes Strömungsband mit Geschwindigkeiten von etwa 5 cm s^{-1} erkennbar, während aus dem geostrophischen Geschwindigkeitsfeld keine Anzeichen für die Existenz des SEC ablesbar sind. Diese Unterschiede verdeutlichen die Problematik des geostrophischen Ansatzes in flachen Meeresgebieten, wo die Annahme einer bewegungslosen, bodennahen Referenzschicht nicht mehr aufrechterhalten werden kann.

4.2.4 Berechnung der Volumentransporte

Aus dem relativ zu den ADCP - Daten bestimmten geostrophischen Geschwindigkeitsfeld werden die Volumentransporte unter Berücksichtigung des Stationsabstandes zwischen 0 dbar - 500 dbar berechnet. Dieses Druckintervall repräsentiert in guter Näherung die maximale Tiefenwirkung der Kernschicht der warmen, salzreichen Anomalien des oberflächennahen Massenfeldes im Untersuchungsgebiet. Bei hydrographischen Stationspaaren mit stark geneigtem Boden muß der Volumentransport unterhalb der größten gemeinsamen Wassertiefe gesondert approximiert werden. Abb. 4.8 skizziert die verwendete Approximation. Hierzu werden die Werte der in dieser Wassertiefe auftretenden Strömungsgeschwindigkeiten bis zur maximalen Meßtiefe entlang eines Schnittes konstant extrapoliert. Die Berechnung des Volumentransportes unterhalb des größten gemeinsamen Tiefenniveaus erfordert die Bestimmung der Fläche des Bodendreiecks. Diese Fläche nimmt bis zur mittleren Tiefe zwischen Stationspaaren proportional zur Neigung des Bodens ab. Der Volumentransport bis zur mittleren Tiefe zwischen 2 Stationen ergibt sich somit aus der Multiplikation des konstant extrapolierten Geschwindigkeitswertes mit der zum Boden hin abnehmenden Fläche. Der Volumentransport in der mittleren Tiefe repräsentiert den Gesamttransport in der verbleibenden Bodenschicht von der mittleren Tiefe bis zur größten Tiefe der jeweiligen Stationspaare. Bei geringen Tiefenunterschieden zwischen 2 Stationen wirkt sich diese Approximation nur geringfügig auf den vertikal integrierten Gesamttransport aus. Bei großen Tiefenunterschieden hingegen kann ohne die Approxi-

mation des Bodendreiecks ein erheblicher Anteil des Gesamttransportes verlorengehen. Diese Methode weicht insofern von dem von *Klein* (1992) benutzten Verfahren ab, als die Geschwindigkeiten unterhalb der größten gemeinsamen Tiefe zwischen 2 Stationen innerhalb einer bestimmten vertikalen Distanz nicht auf Null abnehmen. Der Ansatz von *Klein* (1992) wurde in diesem Fall nicht gewählt, da vor allem im Bereich der steilen Kuppenflanken westlich der Porcupine - Bank die Annahme einer zum Boden hin abklingenden Geschwindigkeit nicht erwartet werden kann.

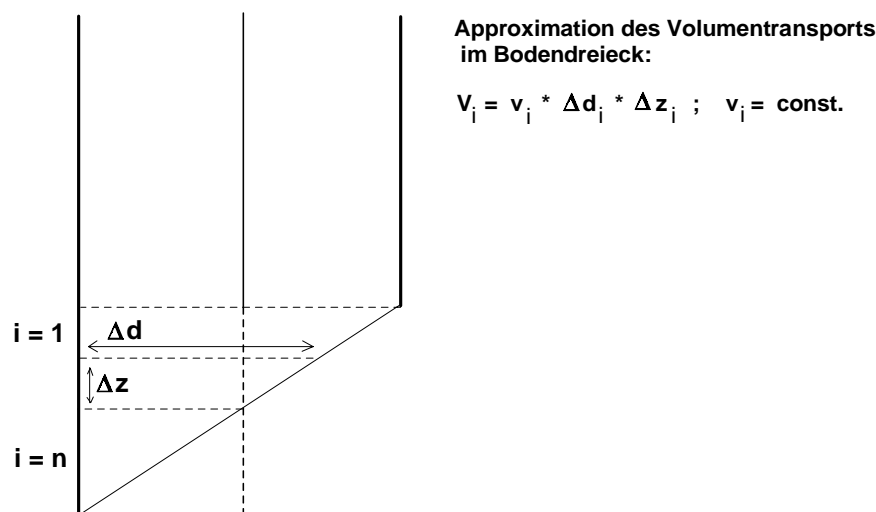


Abb. 4.8: Schematische Darstellung der Approximation des Volumentransportes im Bodendreieck unterhalb der größten gemeinsamen Tiefe zwischen 2 hydrographischen Stationen.

Die im vorangegangenen Abschnitt diskutierte Struktur des korrigierten Strömungsfeldes weist eine weitestgehend gute Übereinstimmung mit den Eigenschaften des Massenfeldes auf. Um Informationen über Größenordnungen und räumliche Verteilung der Transportraten zu erhalten, wurden die Volumentransportberechnungen zunächst stationspaarweise durchgeführt. Anschließend wurden entsprechend ihrer horizontalen Schichtungsmerkmale charakteristische Strömungsbänder in Transportsegmenten zusammengefaßt. Abb. 4.9 zeigt die meridionalen Volumentransporte entlang der Schnitte A und B bzw. D und E im Tiefenintervall 0 dbar - 500 dbar nach der Anpassung der geostrophischen an die ADCP - Geschwindigkeiten. Zur besseren Übersicht sind die Transporte entlang der jeweiligen Schnitte mit einem Skalierungsfaktor versehen. Breite Treppenlinien stellen die jeweiligen Gesamttransporte in charakteristischen Strömungssegmenten dar, schmale Treppenlinien Transporte zwischen einzelnen Stationspaaren. Westlich von etwa 15°W wird warmes, salzreiches Wasser nach Norden transportiert. Entlang Schnitt E liegt das Volumen dieses Warmwassertransportes in der Größenordnung von 2.5 Sv. Entlang Schnitt D ist ein

nordwärts gerichteter Transport nur innerhalb des ersten Stationspaares erkennbar. Fehlende Informationen westlich dieses Stationspaares sind in erster Linie auf die mehrtägige Lücke während der ADCP - Datenerfassung zurückzuführen, wodurch ein Großteil des Transports am westlichen Rand von Schnitt D nicht erfaßt werden konnte. Somit muß der Wert von 0.8 Sv als Fragment angesehen werden und ist in diesem Gebiet nicht repräsentativ für das Gesamtvolumen. Das Signal des kalten, salzarmen SAIW ist östlich von 15°W

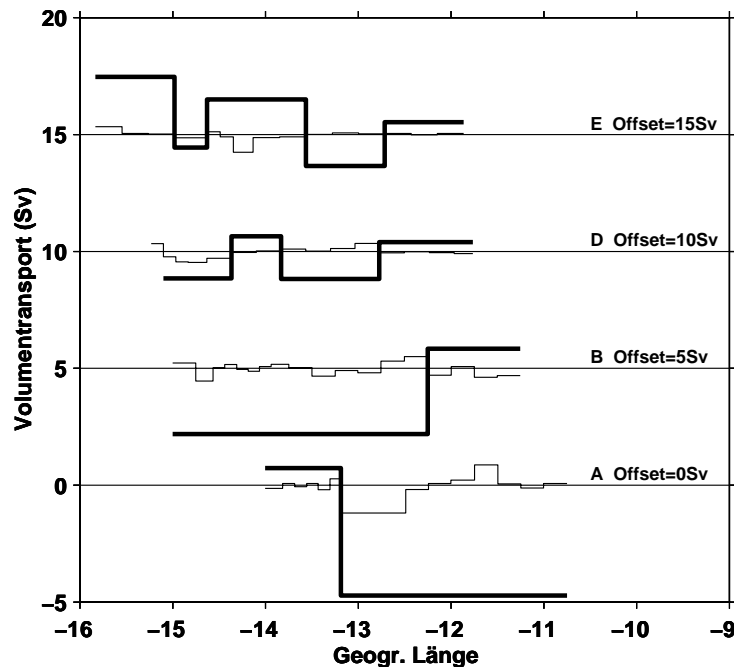


Abb. 4.9: Volumentransporte (Sv) einzelner Transportsegmente entlang der Schnitte A und B bzw. D und E der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995) im Druckintervall 0 dbar - 500 dbar. Positive Transporte entsprechen Transporten nach Norden.

als südwärts gerichtetes Transportband erkennbar. Die Volumentransporte nehmen nach Süden hin zwischen Schnitt E und D von 0.5 Sv auf 1.2 Sv zu. Diese Zunahme ist ein zusätzlicher Hinweis dafür, daß der Hauptanteil von SAIW zwischen 52°N und 53°N den westeuropäischen Kontinentalrand erreicht. Entlang Schnitt B beträgt der Anteil des SAIW am Gesamtvolumen von 2.8 Sv nach Süden immer noch 1.2 Sv. Im Zusammenhang mit der antizyklonalen Umströmung der Porcupine - Bank sind die höchsten Transportraten im Bereich des Kuppenplateaus entlang Schnitt E zu beobachten. Über der Westflanke der Bank werden 1.5 Sv nach Norden transportiert, über der Ostflanke rezirkulieren 1.4 Sv nach Süden. Entlang Schnitt D nehmen die Volumentransporte im Bereich der Bank auf 0.7 Sv nach Norden bzw. 1.2 Sv nach Süden ab. Die tiefen ozeanischen Gebiete der zentralen Porcupine - Seabight sind durch generell südwärts gerichtete Volumentransporte charakterisiert. Zwischen Schnitt B und A erfolgt dabei eine Zunahme der Transporte von 2.8 Sv auf 4.7 Sv. Dieser drastische Zuwachs kann nur als Folge der Summe aus SAIW und dem Einstrom von Wassermassen des NAC in die Porcupine - Seabight interpretiert

werden. Ein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Ausbreitung warmen, salzreichen Wassers innerhalb des SEC und nordwärts gerichteten Transporten entlang des irischen Schelfrandes ist zwischen Schnitt B und E erkennbar. Im Verlauf des SEC erfolgt in diesem Bereich proportional zur meridionalen Abflachung des Kontinentalrandes eine Abnahme der Volumentransporte von 0.9 Sv auf 0.5 Sv.

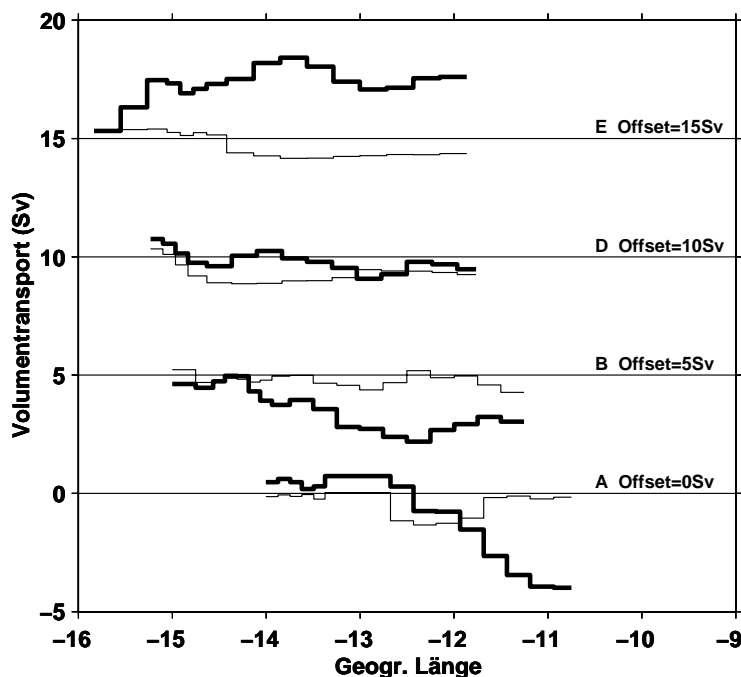


Abb. 4.10: Kummulative Volumentransporte (Sv), integriert von Westen nach Osten, entlang der Schnitte A und B bzw. D und E der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995) im Druckintervall 0 dbar - 500 dbar. Positive Transporte entsprechen Transporten nach Norden.

Die von Westen nach Osten integrierten, kummulativen Volumentransporte entlang der befahrenen Schnitte sind in Abb. 4.10 dargestellt. Breite Treppennlinien zeigen Transporte nach der Anpassung der geostrophischen an die ADCP - Geschwindigkeiten. Zum Vergleich sind die Transporte aus der geostrophischen Geschwindigkeitsberechnung als schmale Treppennlinien aufgetragen. Der Nettotransport entlang Schnitt A beträgt 4.7 Sv nach Süden und wird durch die hohen Transportraten in der Porcupine - Seabight dominiert. Dieser Einfluß nimmt nach Norden auf 2.2 Sv entlang Schnitt B und 0.5 Sv entlang Schnitt D ab. Der Nettotransport entlang Schnitt E liegt bei 2.5 Sv nach Norden und wird primär durch den nordwärts gerichteten Transport warmen, salzreichen Wassers westlich der Porcupine - Bank und am irischen Schelfrand bestimmt. Die Transporte aus der geostrophischen Geschwindigkeitsberechnung zeigen zum Teil erhebliche Abweichungen. Die Nettotransporte sind entlang aller Schnitte nach Süden gerichtet und fallen bei

Werten zwischen 0.2 Sv und 0.5 Sv sehr gering aus. Die deutlichsten Unterschiede sind im Bereich der kuppennahen Zirkulation nahe 13°W und in der nördlichen Porcupine - Seabight entlang der Schnitte D und E zu beobachten. Der gewählte geostrophische Ansatz führt zu einer schwachen, in ihrer Tendenz zyklonalen Umströmung der Bank mit Transportraten von etwa 0.2 Sv. In den flachen Gebieten zwischen dem Kuppenplateau der Porcupine - Bank und dem irischen Schelfrand liefert die geostrophische Berechnung keine oder kaum meßbare Transportraten.

4.3 Zeitliche Veränderlichkeit der Schichtung und Strömung

Anhand der Auswertung der Horizontalverteilung der Parameter Θ und S der Meßkampagnen V144/1 (April/Mai 1994) und H70 (Mai 1995) sollen Unterschiede zu den im Juni/Juli 1995 beobachteten Eigenschaften untersucht werden. Aufgrund der schlechten Qualität mußten die ADCP - Daten der Meßkampagne V144/1 verworfen werden. Während der Meßkampagne H70 wurden keine ADCP - Messungen durchgeführt. Deshalb ist ein quantitativer Vergleich von Strömungsgeschwindigkeiten und Transportraten mit den Ergebnissen der Meßkampagne V153 nicht möglich. Um dennoch eine Vorstellung der Zirkulation zum Zeitpunkt der übrigen Meßkampagnen zu erhalten, wurden die dynamischen Topographien aus dem Massengebiet berechnet und verglichen.

Abb. 4.11 zeigt die Horizontalverteilung von Θ und S auf der Dichtefläche $\sigma_0 = 27.20 \text{ kgm}^{-3}$ zum Zeitpunkt der beschriebenen Meßkampagnen. Die deutliche Abkühlung und Salzgehaltsabnahme im Bereich des Kuppenplateaus der Porcupine - Bank bildet in allen Beobachtungszeiträumen ein wesentliches Merkmal der horizontalen Temperatur- und Salzgehaltsverteilung. Diese frontenähnlichen Strukturen deuten auf ein permanentes Phänomen in diesem Gebiet hin, das hinsichtlich seiner Stationarität und Dynamik in Kap. 5 und 6 ausführlich untersucht wird.

Die oberflächennahe Zirkulation entlang der topographischen Berandungen westlich und östlich der Porcupine - Bank ist durch nordwärts gerichtete Kerne warmen, salzreichen Wassers charakterisiert, die zwischen Mai und Juli 1995 durch erhebliche Beimischungen subpolarer Wassermassen erodiert werden (siehe Abschnitt 4.2). Der Einfluß dieser Wassermassen führt in diesem Zeitraum zu einer Abnahme der Kerntemperaturen und -salzgehalte und zu einer vermehrt südostwärts gerichteten Rezirkulation innerhalb der Porcupine - Seabight (Abb. 4.11 b, c). In den Messungen vom April/Mai 1994 ist eine derartige Erosion nicht zu beobachten. Neben den vergleichsweise schwachen meridionalen Temperatur- und Salzgehaltsgradienten ist die zungenförmige Kernstruktur in diesem Zeitraum deutlicher ausgeprägt (Abb. 4.11 a). Trotz der großen zeitlichen Abstände zwischen den Messungen 1994 und 1995 deuten die Beobachtungen darauf hin, daß diese

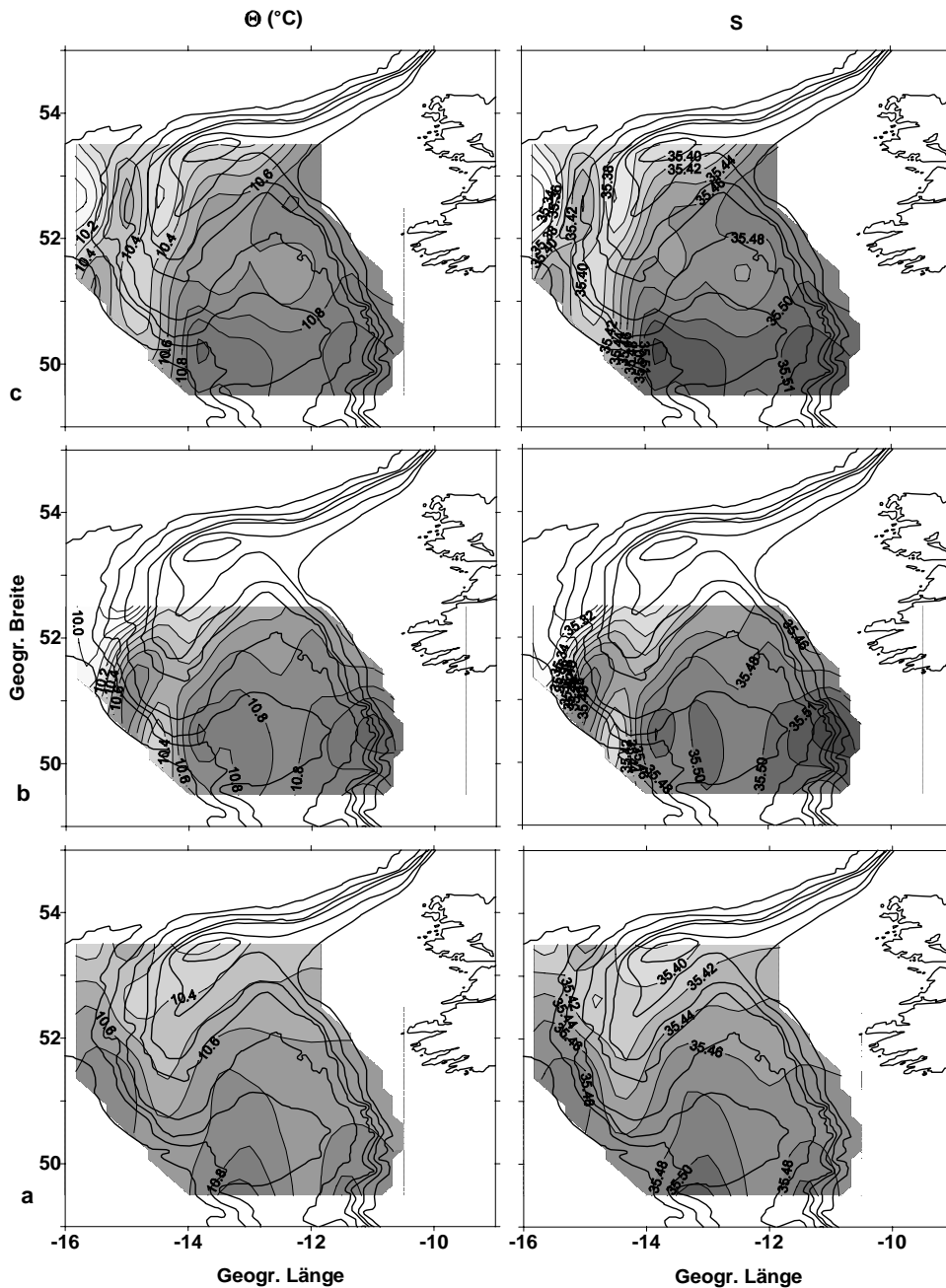


Abb. 4.11: Horizontalverteilung von Θ (links) und S (rechts) auf der Dichtefläche $\sigma_0 = 27.20 \text{ kgm}^{-3}$ der Meßkampagnen V144/1 (April/Mai 1994) (a) H70 (Mai 1995) (b) und V153 (Juni/Juli 1995) (c).

Änderungen primär auf den zum Sommer hin zunehmenden Eintrag von kaltem, salzarmem SAIW in die Regionen nahe des westeuropäischen Kontinentalrandes zurückzuführen und somit in erster Linie als saisonales Signal interpretiert werden können. Der warme, salzreiche Kern des SEC bleibt zwischen Mai und Juli 1995 im Vergleich zu den Beobachtungen im April/Mai 1994 zunehmend auf die schelfnahen Regionen westlich von Irland beschränkt. Die Temperaturen und Salzgehalte erreichen im Juni/Juli 1995 ein Maximum

mit $\Theta > 10.7^\circ\text{C}$ und $S > 35.48$ zwischen 49.5°N und 53.5°N . Im Mai 1995 sind Werte dieser Größenordnungen nur südlich von etwa 52°N , im April/Mai 1994 hingegen nur bis 50°N zu beobachten (Abb. 4.11 a - c).

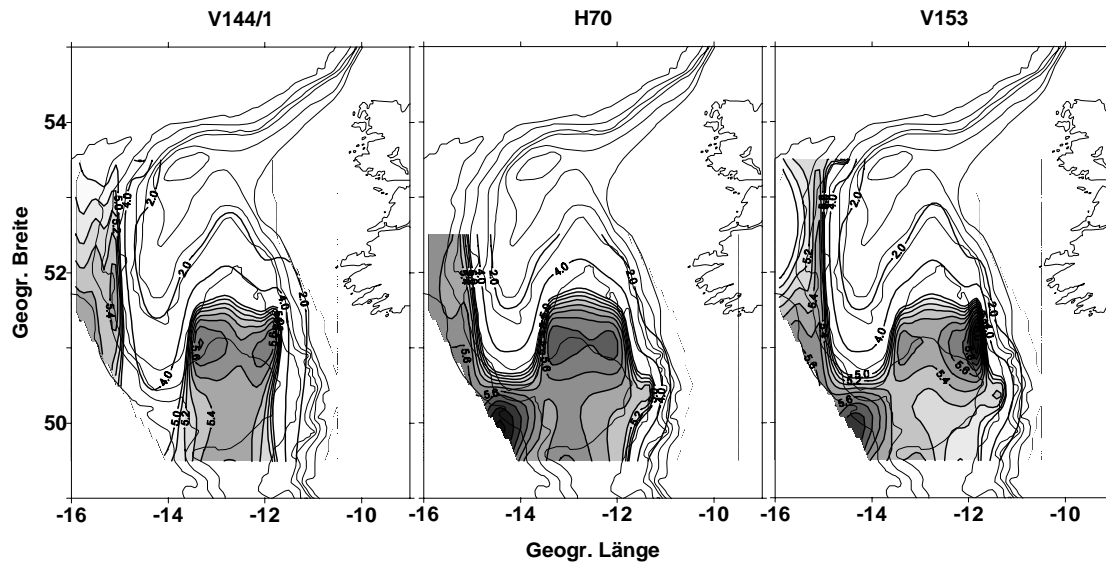


Abb. 4.12: Dynamische Topographie (m^2s^{-2}) auf der Druckfläche 200 dbar relativ zu 800 dbar der Meßkampagnen V144/1 (April/Mai 1994), H70 (Mai 1995) und V153 (Juni/Juli 1995).

Abb. 4.12 zeigt die Verteilung der dynamischen Topographie auf der Druckfläche 200 dbar (bezogen auf einen Druck von 800 dbar) zum Zeitpunkt der beschriebenen Meßkampagnen. Diese Druckfläche repräsentiert in allen Beobachtungszeiträumen in guter Näherung die Tiefenlage der Dichtefläche $\sigma_0 = 27.20 \text{ kgm}^{-3}$. Westlich der Porcupine - Bank erscheint der Kern warmen, salzreichen Wassers im April/Mai 1994 und Juni/Juli 1995 als nordwärts gerichtete Strömung nahe 15°W . Diese Strömungskomponente ist im Juni/Juli 1995 am stärksten ausgeprägt. Im Mai 1995 hingegen ist das Signal stark gedämpft. Der warme, salzreiche Kern konzentriert sich in diesem Zeitraum auf den Bereich der Südwestspitze der Porcupine - Bank und wird nördlich von 52°N durch eine wirbelartige Struktur kalten, salzarmen Wassers blockiert. Die südwärts gerichtete Rezirkulation in der Porcupine - Seabight wird zwischen Mai und Juli 1995 vor allem durch den Einstrom ozeanischer Wassermassen bestimmt. Im April/Mai 1994 hingegen ist dieser Einstrom nur schwach oder gar nicht vorhanden und ermöglicht somit einen nahezu unmodifizierten Eintrag warmen, salzreichen Wassers aus der Goban - Spur - Region in die Porcupine - Seabight.

4.4 Diskussion

Die auf der Grundlage des SEFOS - Datensatzes durchgeführten Untersuchungen liefern ein detailliertes Bild der Struktur des Massen- und Strömungsfeldes in den schelfnahen Gebieten westlich von Irland. Die im Juni/Juli 1995 beobachteten Wassermasseneigenschaften und Strömungsverhältnisse beschreiben den SEC als nordwärts gerichteten Randstrom, in dessen Verlauf warmes, salzreiches Wasser entlang des irischen Schelfrandes in den südlichen Rockall - Kanal transportiert wird. Im Bereich der westlichen und östlichen Kuppenflanken der Porcupine - Bank erfolgt ein ebenfalls nordwärts gerichteter Transport warmen, salzreichen Wassers, das durch einen erheblichen Anteil von Wassermassen aus den tiefen ozeanischen Regionen der nördlichen Porcupine - Tiefsee - Ebene gekennzeichnet ist. Die Auswertung der Θ/S - Verteilung einzelner Profile in unmittelbarer Umgebung der Südspitze der Porcupine - Bank zeigt Beimischungen von kaltem, salzarmem SAIW und läßt auf unterschiedliche Quellregionen für die Wassermasseneigenschaften der banknahen Regionen und entlang des irischen Schelfrandes schließen. Die Ergebnisse der Θ/S - Verteilungen werden durch die Auswertung der Phytoplanktonmessungen bestätigt. Danach werden die oberen 100 m der Wassersäule der ozeanischen Gebiete westlich und östlich der Porcupine - Bank von Dinoflagellaten der Spezies *Gonyaulax polygramma* dominiert, während die Spezies der anderen untersuchten Arten nahezu ausschließlich auf den irischen Schelfrand beschränkt bleiben.

Abb. 4.13 liefert eine schematische Zusammenfassung der Zirkulation der oberen 500 m der Wassersäule auf der Grundlage der beobachteten Wassermasseneigenschaften und Volumentransportberechnungen im Juni/Juli 1995. Über den Kuppenflanken der Porcupine - Bank existiert eine geschlossene Zirkulationszelle mit einem antizyklonalen Transport von 0.7 Sv. Außerhalb der Bankregion resultieren die Hauptkomponenten der Zirkulation aus der Anströmung von nordatlantischen Wassermassen, die sich mit dem NAC in Richtung des westeuropäischen Kontinentalrandes ausbreiten. Der NAC setzt sich aus eindeutig definierten Armen zusammen, die in ihrer Θ/S - Struktur als Mode - Wassermassen von NACW zu identifizieren sind (*Sy et al.*, 1992). Diese Arme bilden ein breites ostwärts gerichtetes Strömungsband, das zwischen 44°N und 54°N den Mittelatlantischen Rücken nahe 30°W überquert und sich in das Europäische Becken ausbreitet. Aufgrund der starken Variabilität des NAC ist der mittlere Transport in das Europäische Becken nur schwer zu quantifizieren. *Saunders* (1982) gibt 20.5 Sv zwischen 0 m und 850 m Tiefe an, *Sy et al.* (1992) 26 Sv zwischen 0 m und 2000 m Tiefe. Jüngere Untersuchungen von *Käse und Krauss* (1996) beziffern den Gesamttransport des NAC östlich des Mittelatlantischen Rückens auf 25 Sv - 26 Sv. 21 Sv strömen weiter nach Nordosten, wovon 16 Sv mit dem Irmingerstrom direkt nach Norden transportiert werden, und 5 Sv rezirkulieren mit dem Subtropenwirbel nach Süden. Weitere 4 Sv - 5 Sv werden südlich des Rockall - Kanals in

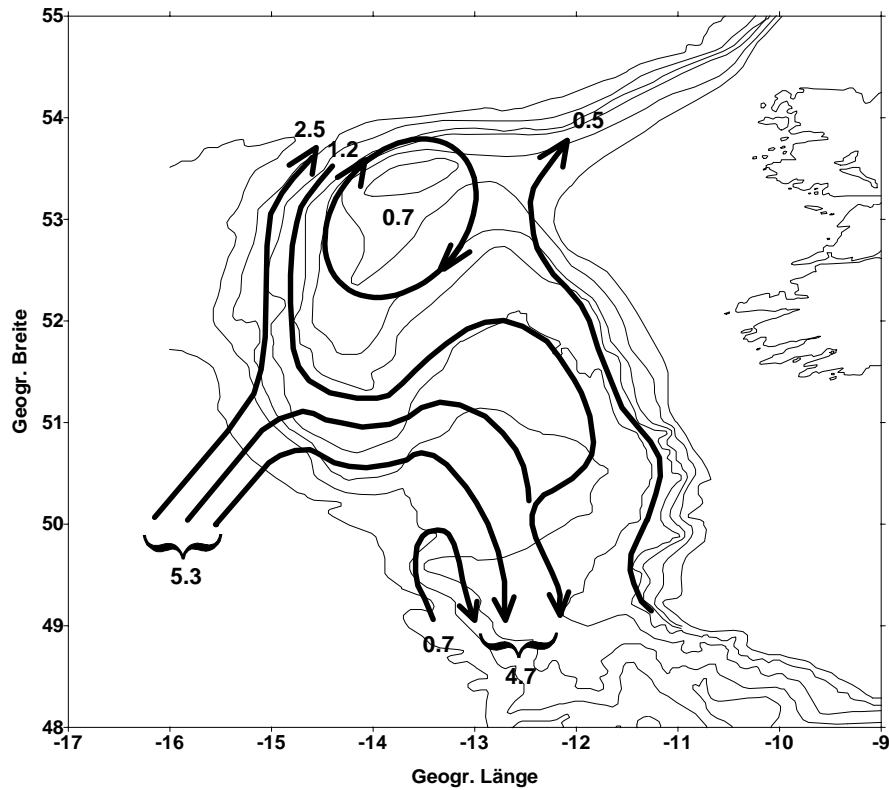


Abb. 4.13: Schematische Darstellung der Zirkulation der oberen 500 m der Wassersäule im Untersuchungsgebiet im Juni/Juli 1995 (Transportraten in Sv).

Richtung des europäischen Kontinentalrandes transportiert.

Aus der Transportbilanz der Berechnungen für Juni/Juli 1995 ergibt sich für das Untersuchungsgebiet ein Gesamtvolumen von 5.3 Sv, das zwischen 49°N und 53°N den europäischen Kontinentalrand erreicht. Angesichts der Variabilität des NAC und der entsprechend schwankenden Literaturangaben erscheint dieser Wert als durchaus realistisch. 2.5 Sv werden als schmaler Kern warmen, salzreichen Wassers nahe 15°W unter dem Einfluß der Bodentopographie parallel zur Westflanke der Porcupine - Bank in den südlichen Rockall - Kanal transportiert. Die Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen lassen vermuten, daß dieser Kern aus der direkten Anströmung von Wassermassen des NAC resultiert und somit nicht auf die Fortsetzung eines geschlossenen Randstromsystems zwischen der Biskaya und Goban - Spur zurückzuführen ist. Im weiteren Verlauf der Diskussion wird die nordwärts gerichtete Strömungskomponente westlich der Porcupine - Bank deshalb als SSEC (Sekundärer SEC) bezeichnet. Aus verankerten Strömungsmessungen bei 52°N und 15°W im Sommer 1984 ermittelt *Huthnance* (1986) für den SSEC eine über 3 Monate gemittelten nordwärts gerichteten Transport von 1.5 Sv im Tiefenintervall 0 m - 780 m. *van Aken und Becker* (1997) berechnen zwischen 50°N und 54°N einen Gesamttransport von 3 Sv nach Norden in den oberen 1000 m Tiefe der Wassersäule. Dieser

Wert basiert auf geostrophischen Berechnungen auf der Grundlage von CTD - Daten, die nahezu vollständig zwischen April und August in den Jahren 1983 - 1991 im subpolaren Nordostatlantik erfaßt wurden.

Nach Abb. 4.13 wird ein Anteil von 4 Sv in die Porcupine - Seabight und innerhalb einer überwiegend südwärts gerichteten Rezirkulation in Richtung der nördlichen Biskaya transportiert. Davon entstammen 1.2 Sv aus dem südwärts gerichteten Transport von SAIW. Das Transportmaximum entlang 49.5°N beträgt 4.7 Sv. Qualitativ vergleichbare Ergebnisse zeigen Experimente mit Triftkörpern von *Pingree* (1993) und *Booth und Meldrum* (1987) sowie numerische Modellstudien von *Bartsch und Coombs* (1997). *Pingree* (1993) lokalisierte nach Auswertung der Trajektorien von 19 Triftbojen, die im Zeitraum 1983 - 1990 in Tiefen zwischen 50 m und 550 m nahe 20°W ausgesetzt wurden, eine Aufspaltung des NAC südwestlich der Porcupine - Bank nahe 51°N (Abb. 4.14). Im Rahmen des SEFOS - Projektes führten *Bartsch und Coombs* (1997) Modellsimulationen der Ausbreitung von Larven des Blauen Wittlings von März bis August 1994 und 1995 in den oberen 60 m der Wassersäule im Gebiet zwischen 45°N und 62°N durch. Ausgehend von einer Anfangsverteilung, die die höchsten Larvenkonzentrationen im Bereich der Porcupine - Bank und des Rockall - Kanals aufweist, erfolgt in beiden Zeiträumen eine zunehmende Aufspaltung der Larvenverteilung. Nach einer Modellaufzeit von 120 Tagen verbleibt etwa die Hälfte der Anfangsverteilung im Ursprungsgebiet. Der übrige Anteil breitet sich zum einen entlang des Schottischen Schelfs bis in die nördliche Nordsee, zum anderen durch die Porcupine - Seabight und abseits des Keltischen Schelfs in Richtung der nördlichen Biskaya aus.

Ein anschauliches Beispiel für die Zirkulation in der Porcupine - Seabight liefert die Trajektorie der Triftboje 77 von *Booth und Meldrum* (1987) in einer Tiefe von 116 m (Abb. 4.15). Die Nettotrifft dieser Boje erfolgt nach Süden und ist im Rockall - Kanal der generell nordostwärts gerichteten Strömung überlagert. Südlich der Porcupine - Bank folgt die Boje zwischen Juni und August 1984 dem Verlauf der Banktopographie und wird über die tiefen ozeanischen Regionen der Porcupine - Seabight weiter nach Süden verfrachtet. Der Ausbreitungsweg eines einzelnen Triftkörpers kann nicht als repräsentativ angesehen werden. Die gute Übereinstimmung mit den Messungen im Juni/Juli 1995 deutet jedoch auf ein zumindest für diese Jahreszeit mögliches Bild der Zirkulation in diesem Gebiet hin.

Das Transportschema in Abb. 4.13 zeigt, daß im Juni/Juli 1995 insgesamt 0.5 Sv mit dem SEC entlang des irischen Schelfrandes durch die flache Verbindung zwischen der Porcupine - Bank und dem Irischen Schelf nach Norden transportiert werden. Ein kontinuierlicher Verlauf des SEC zwischen Goban - Spur und der nördlichen Porcupine - Seabight läßt sich nicht eindeutig nachvollziehen. Aus den ADCP - Messungen und der daraus be-

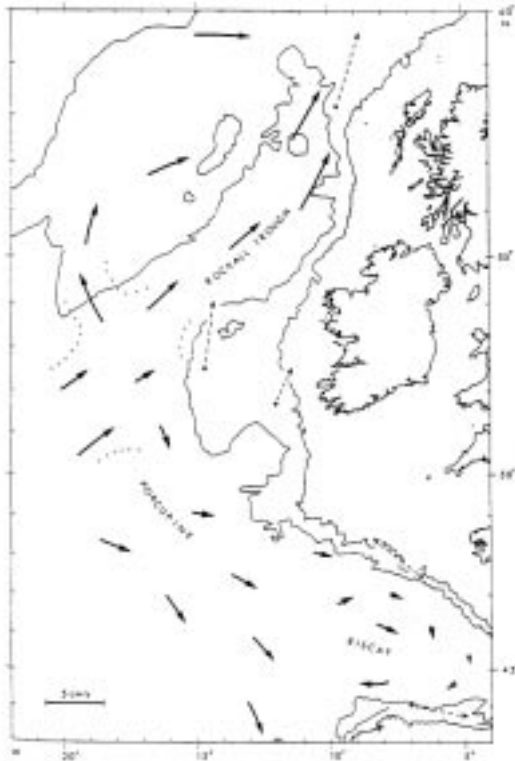


Abb. 4.14: Idealisiertes Schema der oberflächennahen Zirkulation im Gebiet westlich der Britischen Inseln und in der Biskaya nach Auswertung von Triftkörpertrajektorien von 1983 - 1990 (nach Pingree, 1993).

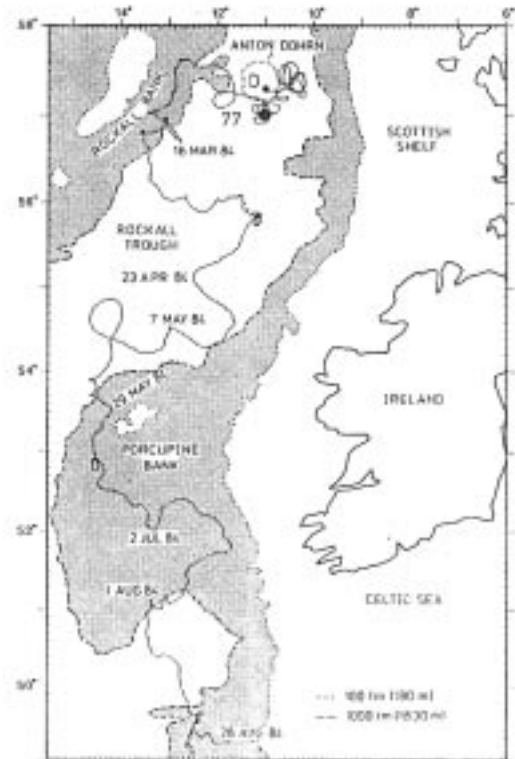


Abb. 4.15: Trajektorie der Boje 77 von März - August 1984 in einer Tiefe von 116 m (nach Booth und Mel drum, 1987).

stimmt Transportbilanz kann der SEC nur zwischen 50.5°N und 53.5°N als nordwärts gerichteter Randstrom nachgewiesen werden. Die entlang 49.5°N beständig nach Süden gerichteten Transporte lassen vielmehr darauf schließen, daß der SEC im Beobachtungszeitraum als Folge des Einstroms ozeanischer Wassermassen in die Porcupine - Seabight deutlich an Intensität verliert. Eine vergleichbare Schlußfolgerung treffen Pingree *et al.* (1996) nach Auswertung der Daten einer Strömungsverankerung im Zeitraum Januar 1994 bis Mai 1995 nahe 49°N und 12°W bei Goban - Spur. Progressive Vektordiagramme von Strömungsmessern in Tiefen von 196 m und 496 m zeigen eine Richtungsänderung der generell nordwest- bis nordwärts gerichteten Strömung zwischen April und August 1994 sowie April und Mai 1995. In diesen Zeiträumen ändert sich die Strömung auf Südwest bis Süd. Diese saisonale Modulation der Strömungsstruktur in den oberflächennahen Schichten wird, neben dem Einfluß ozeanischer Wassermassen, durch großskalige Schwankungen des Windfeldes verursacht, der sog. SOMA (September/Oktober - März/April) - Response

(*Pingree et al.*, 1996). Danach folgt das Windfeld im Untersuchungsgebiet einem saisonalen Zyklus. Zwischen März und April (MA) verliert das Windfeld zunehmend an Stabilität, die vorherrschende Windrichtung ändert sich von Südwest auf Nordwest. Dadurch wird ein ablandiger Ekmantransport induziert, der zu einer Abschwächung der Amplituden der nordwärts gerichteten Strömungen des SEC führt. Das saisonale Signal wird durch die Ergebnisse von *White et al.* (1997) bestätigt. Auf der Basis der Auswertung verankerter Strömungsmessungen zwischen 1975 und 1994 oberhalb von 1000 m Wassertiefe zeichnen die Autoren ein Bild des Jahresganges der Zirkulation zwischen Goban - Spur (49°N) und der nördlichen Porcupine - Bank (54°N). Eine Zusammenfassung dieser Ergebnisse ist in Abb. 4.16 dargestellt. Die Zirkulation entlang der Kontinentalränder westlich der Porcupine - Bank und am Irischen Schelf ist durch starke nordwärts gerichtete Strömungen von Oktober bis Februar gekennzeichnet. Zwischen März und September erfolgt in beiden Regionen eine generelle Abschwächung der Strömungsamplituden und eine Umkehr der Strömungsrichtung entlang des irischen Schelfrandes zwischen März und Juni. Zwischen Mai und September werden entlang der südwestlichen Kuppenflanke der Porcupine - Bank südwärts gerichtete Strömungen beobachtet, die sehr gut mit den Beobachtungen des saisonalen Eintrags von kaltem, salzarmem SAIW in den Bereich des westeuropäischen Kontinentalrandes übereinstimmen. Im Bereich von Goban - Spur nahe 13°W ist zwischen Juli und Dezember eine nordwest- bis nordwärtige Strömungskomponente erkennbar, die sowohl in den ADCP - Messungen vom Juni/Juli 1995, als auch in allen CTD - Messungen als Kern warmen, salzreichen Wassers wiederzufinden ist. Somit ist davon auszugehen, daß ein Teil des SEC in die tiefen Ozeanregionen der Porcupine - Seabight transportiert wird. Dieses Phänomen wird von *Pingree et al.* (1996) als sog. *Overshooting* beschrieben und auf die starken Änderungen der Bodentopographie am südlichen Eingang der Porcupine - Seabight zurückgeführt.

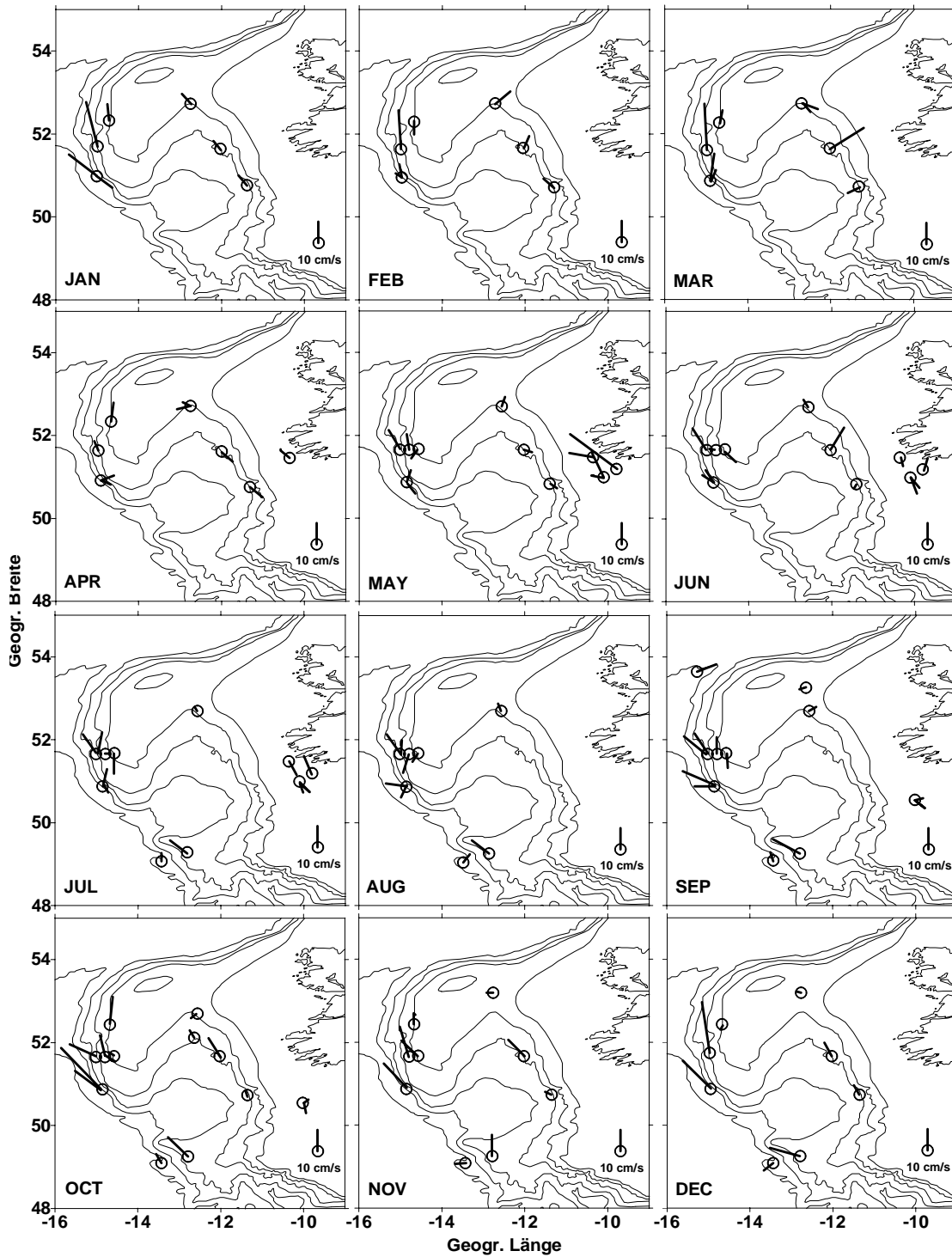


Abb. 4.16: Monatsmittelwerte für verankerte Strömungsmessungen zwischen 1975 und 1994 in den oberen 1000 m der Wassersäule westlich von Irland (*White et al.*, 1997).

4.5 Zusammenfassung

Auf der Grundlage hydrographischer und biologischer Messungen wurde ein Schema der oberflächennahen Zirkulation in den schelfnahen Regionen westlich von Irland für den Zeitraum Juni/Juli 1995 vorgestellt. Der Schwerpunkt lag dabei auf der Identifizierung der Wassermasseneigenschaften und Ausbreitungswege des SEC in diesem Gebiet. Darüberhinaus sollte die Auswertung weiterer Meßkampagnen und ein Vergleich mit historischen und jüngeren Studien Erkenntnisse zur Kontinuität und Variabilität des SEC liefern. Die wichtigsten Ergebnisse können wie folgt zusammengefaßt werden:

- Der SEC ist im Juni/Juli 1995 durch einen Kern warmen, salzreichen Wassers niedriger Dichte entlang des irischen Schelfrandes oberhalb einer Tiefe von 500 m charakterisiert.
- Unmittelbar westlich und östlich der Porcupine - Bank sind in vergleichbaren Tiefen weitere Einschlüsse warmen, salzreichen Wassers zu beobachten, die jedoch deutliche Beimischungen subpolarer Wassermassen aufweisen.
- In diesem Zusammenhang zeigen die Phytoplanktonmessungen im Juni/Juli 1995 eine deutliche Trennung verschiedener Arten von Dinoflagellaten, die als Indikator für die Advektion charakteristischer Wassermassen in Betracht kommen. Diese Beobachtungen führen zu der Schlußfolgerung, daß der SEC in diesem Zeitraum auf den irischen Schelfrand beschränkt bleibt.
- Der warme, salzreiche Kern westlich der Porcupine - Bank beschreibt den Pfad des SSEC, der aus der Anströmung von Wassermassen resultiert, die im Verlauf des NAC an den westeuropäischen Kontinentalrand transportiert werden.
- Mit dem SEC werden 0.5 Sv durch die flachen Gebiete zwischen der Porcupine - Bank und dem Irischen Schelf, mit dem SSEC 2.5 Sv in den südlichen Rockall - Kanal transportiert. Etwa 4 Sv rezirkulieren durch die Porcupine - Seabight nach Süden.
- Ein Vergleich mit Beobachtungen von April/Mai 1994 und Mai 1995 und Ergebnissen aus verankerten Strömungsmessungen jüngerer Studien in diesem Gebiet zeigen, daß der SEC im Winter ein Maximum erreicht und zwischen Goban - Spur und der nördlichen Porcupine - Bank ein geschlossenes Randstromsystem bildet. Zwischen Frühling und Sommer hingegen schwächt sich der SEC deutlich ab, mit zeitweiliger Richtungsumkehr im Bereich des irischen Schelfrandes. Dazu trägt zum einen die SOMA - Instabilität des Windfeldes, zum anderen der stärker spürbare Einfluß des NAC auf die schelfnahen Wassermassen bei.

5. Hydrographische Beobachtungen an der Porcupine - Bank

Im vorangegangenen Kapitel wurde die Eigenschaften der Zirkulation im Bereich der schelfnahen Regionen westlich von Irland vorgestellt. Dabei wurde in allen Beobachtungszeiträumen eine stationäre Zirkulationszelle in Verbindung mit einer Aufwölbung des Massenfeldes über der Porcupine - Bank beobachtet. Dieses Phänomen wird in diesem Kapitel im Zusammenhang mit speziellen Mechanismen der Wechselwirkung zwischen Bodentopographie und umgebenden Strömungen eingehender untersucht. Zunächst wird die Struktur des vertikalen Massen- und Strömungsfeldes in unmittelbarer Umgebung der Porcupine - Bank anhand von Vertikalverteilungen wichtiger Schichtungsparameter und akustischen Strömungsmessungen beschrieben. Anschließend werden die Auswirkungen variabler Schichtungsverhältnisse auf die kuppennahe Zirkulation analysiert und die verantwortlichen Prozesse auf der Grundlage empirischer Abschätzungen diskutiert.

5.1 Einführung

Verschiedene Aspekte der Auswirkungen von unterseeischen Kuppen auf die thermohaline Struktur und ozeanische Zirkulation sind Inhalt zahlreicher jüngerer und historischer Studien. Detaillierte Beobachtungen dieser Problematik an isolierten Kuppen auf der Grundlage von hydrographischen und verankerten Strömungsmessungen wurden u. a. am Atlantis - II - Seamount (*Vastano und Warren, 1976*), an der Rockall - Bank (*Dooley, 1984*) und am Anton - Dohrn - Seamount (*Booth, 1988*) im Nordatlantik sowie am Fieberling - Guyot (*Kunze und Toole, 1997; Brink, 1995*) im Nordpazifik durchgeführt. Weiterführende Untersuchungen mit numerischen Strömungsmodellen beschäftigen sich mit Prozeßstudien an idealisierten, achsensymmetrischen Kuppen (siehe z.B. *Chapman und Haidvogel, 1992; Beckmann und Haidvogel, 1997*). Die Bemühungen konzentrierten sich in diesem Zusammenhang auf die Erforschung der Dynamik zweier spezifischer Prozesse an isolierten topographischen Erhebungen: Die Bildung einer Taylor - Säule im Fall einer mittleren, geostrophisch balancierten Anströmung und die Anregung topographischer Wellen durch Resonanzeffekte mit einer periodischen Gezeitenströmung.

Wie in Kap. 1 beschrieben, ist die Porcupine - Bank durch ein auffällig asymmetrisches Kuppenprofil charakterisiert. Das Verhältnis (δ) der Kuppenhöhe (h) zur Tiefe des Meeresbodens (H) außerhalb der Kuppenregion ($\delta = \frac{h}{H}$) liegt im Bereich der östlichen Kuppenflanke bei etwa 0.4 gegenüber 0.9 entlang der westlichen Kuppenflanke. Diese Asym-

metrie entlang der Ost - West - Achse der Bank unterscheidet sich somit wesentlich von anderen, achsensymmetrischen Kuppen im Bereich des Rockall - Kanals, z. B. Rockall - Bank, Anton - Dohrn - Seamount oder Rosemary - Bank.

Zur Erforschung der Wechselwirkungen zwischen der Bodentopographie und der ozeanischen Zirkulation im Bereich der Porcupine Bank wurde im Rahmen des SEFOS - Projektes während der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995) ein dichtes Meßnetz aus hydrographischen und ADCP - Messungen sowie Sauerstoff- und Nährstoffprobennahmen befahren (siehe Kap. 2). Der mittlere Stationsabstand liegt über der Porcupine - Bank bei 15 km, über den Kuppenflanken westlich und östlich der Bank wurde er auf 8 km reduziert. Anhand der Analyse von Vertikalschnitten der Schichtungsparameter potentielle Temperatur (Θ), Salzgehalt (S) und Anomalie der potentiellen Dichte bezogen auf die Meeresoberfläche (σ_0) entlang der SEFOS - Schnitte C, D und E sollen Anomalien des Massenfeldes identifiziert werden. Die Auswertung der Sauerstoff- und Nährstoffverteilungen werden in *White et al.* (1998) ausführlich beschrieben und im weiteren Verlauf dieses Kapitels nicht weiter behandelt. Die während der Meßkampagne V153 entlang der Schnitte D und E gewonnenen ADCP - Daten ermöglichen eine Beschreibung lokaler Charakteristika des kleinräumigen Strömungsfeldes sowie Erkenntnisse über die Besonderheiten der kuppennahen Zirkulation im Bereich der Porcupine - Bank. Für die Auswertung der Situation im Frühjahr 1994 stehen darüberhinaus die CTD - Messungen der Meßkampagnen V144/1 (April/Mai 1995) und H56 (März/April 1994) zur Verfügung. Fehlende Strömungsmessungen während dieser Meßfahrten sollen durch einen geeigneten geostrophischen Ansatz ersetzt werden.

5.2 Aspekte der Wechselwirkung zwischen Bodentopographie und Strömung

Dieser Abschnitt liefert einen kurzen Überblick der wichtigsten physikalischen Prozesse an unterseeischen Kuppen. Es wird das Prinzip der Bildung einer sog. Taylor - Säule und gezeitenerzeugter topographischer Wellen vorgestellt.

5.2.1 Das Prinzip der Taylor - Säule

Kenntnisse der grundlegenden Wechselwirkungen zwischen der Topographie unterseeischer Rücken und der umgebenden ozeanischen Zirkulation gehen zurück auf die Untersuchungen von *Proudman* (1916) und *Taylor* (1917). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind als Taylor - Proudman - Theorem bekannt und zeigen, daß im Fall der langsamen, gleichmäßigen Bewegung einer homogenen, reibungsfreien, rotierenden Flüssigkeit keine Veränderung des Geschwindigkeitsfeldes parallel zur vertikalen Rotationsachse auftritt, d.h. die Bewegung der Flüssigkeit ist in allen Tiefen senkrecht zur Rotationsachse iden-

tisch und kann somit als zweidimensional betrachtet werden. Als Weiterführung dieses Theorems führte *Taylor* (1923) ein Laborexperiment durch, in dem ein Zylinder langsam durch einen rotierenden Tank gezogen wurde. Der Versuch zeigte, daß ein rotationssymmetrisches Hindernis die Flüssigkeit in zwei unterschiedliche Regionen teilt. Außerhalb des Zylinders erfolgt eine Umströmung des Hindernisses, während die Flüssigkeit oberhalb des Zylinders nahezu bewegungslos bleibt. Die Einschränkungen des Taylor - Proudman - Theorems erfordern eine zweidimensionale Bewegung. Somit ist nach der Kontinuitätsgleichung die Vertikalgeschwindigkeit unabhängig von der Richtung parallel zur Rotationsachse, d.h. die Bewegung in allen Ebenen entspricht der Bewegung im Bereich des Hindernisses. Um dieses Kriterium zu erfüllen, muß eine Strömung einen isolierten, unterseeischen Rücken umströmen, ohne ihn zu überqueren, wobei die Bewegung über dem Rücken stagniert (Abb. 5.1 a). Diese tiefenunabhängige, bewegungslose Zone geschlossener Stromlinien ist nach *Proudman* (1961) bekannt als Taylor - Säule.

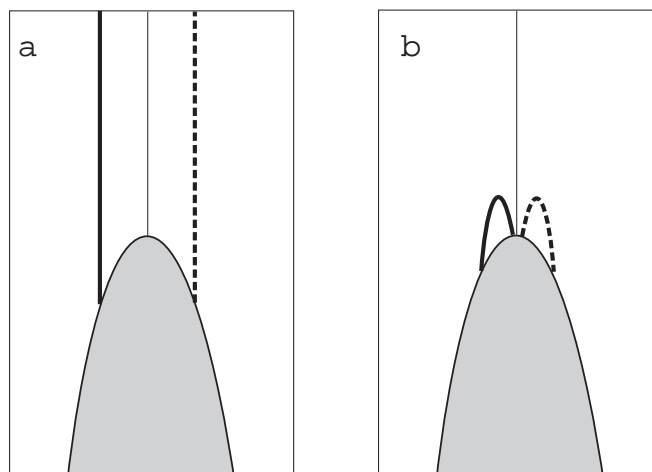


Abb. 5.1: Schematische Darstellung der Struktur einer Taylor - Säule im ungeschichteten (a) und geschichteten Medium (b). Fettgedruckte Linien repräsentieren Strömung nach Norden (durchgezogen) bzw. nach Süden (gestrichelt).

Die von *Proudman* (1916) und *Taylor* (1917) gemachte Annahme einer idealen Flüssigkeit ist im realen Ozean nicht gegeben. Die Existenz einer geschichteten Wassersäule und ageostrophische Prozesse, wie zeitliche Variabilität und Nichtlinearität der Strömung sowie Reibungskräfte verletzen die Bedingungen für eine ideale Taylor - Säule und verursachen eine Abweichung von der idealen, tiefenunabhängigen Säulenform. Das Taylor - Proudman - Theorem ist demnach nur eine erste Näherung der Situation in realen Flüssigkeiten. Im realen Ozean ist deshalb ein anderer Ansatz möglich, wonach für den Fall einer (auch teilweisen) Überströmung das Prinzip der Erhaltung der potentiellen Vorticity ($\frac{\zeta-f}{H} = \text{const.}$; ζ = relative Vorticity, f = Coriolisparameter, H = Wassertiefe) herangezogen werden kann. Diese Erhaltungsgleichung erzwingt eine auf der Nordhalbkugel antizyklon-

nale Umströmung einer Kuppe. Trifft eine Wassermasse auf eine isolierte Kuppe, muß für die Erhaltung der Vorticity - Balance die Abnahme der Wassertiefe H durch einen Zugewinn an negativer (antizyklonaler) relativer Vorticity ζ kompensiert werden, wobei im Fall kleinräumiger Effekte der Coriolisparameter f als in erster Näherung konstant angesehen werden kann.

In diesem Zusammenhang konzentrierten sich Untersuchungen des ozeanographisch relevanten Falles eines geschichteten Mediums mit unterschiedlich starker Anströmung und variabler Bodentopographie der Kuppe. U. a. zeigten *Chapman und Haidvogel* (1992) am Beispiel von Modellstudien ebenso wie *Dooley* (1984) an Hand von Beobachtungen an der Rockall - Bank, daß die Entwicklung einer Taylor - Säule im geschichteten Medium als bodenintensivierte, dreidimensionale Strömung charakterisiert und mit einer im Bereich der Kuppe zunehmenden Deformation des Massenfeldes verbunden ist (Abb. 5.1 b). Die Intensität und Stabilität der Säule ist abhängig von der Stärke der Schichtung, der Geschwindigkeit der Anströmung und dem Verhältnis von Kuppenhöhe zu Wassertiefe. Eine besonders starke Anströmung kann zur Ablösung der Dichteanomalie und zum Zusammenbruch der Taylor - Säule führen. Die Deformation des Massenfeldes nimmt nach Beobachtungen von *Owens und Hogg* (1980) in Abhängigkeit von der Stärke der Dichteschichtung mit abnehmender Wassertiefe ab. Bei schwacher Schichtung ist die Abnahme gering und die Deformation bis an die Meeresoberfläche ausgeprägt, bei starker Schichtung hingegen bleibt die Deformation auf den Kuppenbereich beschränkt.

5.2.2 Gezeitenerzeugte topographische Wellen

Ein ähnliches Phänomen ist an unterseeischen Kuppen für den Fall zu beobachten, daß eine periodische Gezeitenströmung gegenüber einer mittleren, geostrophisch balancierten Anströmung der Kuppe dominiert. In diesem Fall können topographische Wellen angeregt werden. U. a. zeigte *Brink* (1989), daß achsensymmetrische, isolierte Kuppen die Fortpflanzung topographischer Wellen unterstützen können, die, vergleichbar mit Randwellen in schelfnahen Gebieten, auf den Bereich der Kuppe beschränkt bleiben. Durch Resonanzeffekte können die Amplituden dieser Wellen die anregende Strömungsamplitude deutlich übersteigen. Die Frequenz der Wellen ist charakteristisch für eine Kuppe und abhängig von Höhe und Gefälle der Kuppe und der Intensität der Schichtung. *Brink* (1989) weist darauf hin, daß eine meteorologische Anregung solcher Wellen im Bereich von unterseeischen Kuppen im Gegensatz zu Schelfgebieten unwahrscheinlich ist, solange die Kuppenhöhe ein Vielfaches der Ekmantiefe ist. Eine Anregung durch die Rotation des Windfeldes scheint ebenso unwahrscheinlich, da die Anregung topographischer Wellen an unterseeischen Kuppen im geschichteten Ozean vorwiegend auf die unmittelbare Bodennähe beschränkt ist. Daher sind gezeitenerzeugte topographische Wellen am wahrscheinlichsten. Eine umfassende Untersuchung dieses Mechanismus anhand von Beobachtungen und Modellstudien

wurde im Rahmen des TOPO - Projektes des US Office of Naval Research am Fieberling Guyot, einer schmalen, isolierten Kuppe im Nordostpazifik durchgeführt (*Brink, 1995; Kunze und Toole, 1997; Beckmann und Haidvogel, 1997*). Die Auswertung verankerter Strömungsmessungen ergab eine deutliche Verstärkung der Gezeitenamplitude und Rektifizierung der Gezeitenellipse der in diesem Gebiet dominierenden K_1 - Tide im Bereich der Kuppenspitze sowie eine gezeitenstromerzeugte, antizyklonale Restströmung. CTD - Messungen zeigten eine vergleichbar zur Taylor - Säule deutliche Anomalie des Massenfeldes in Form einer domartigen Aufwölbung über der Kuppe.

5.3 Das Massen- und Strömungsfeld im Bereich der Porcupine - Bank

Die in den vorangegangenen Abschnitten diskutierten Aspekte der Wechselwirkungen zwischen isolierten topographischen Erhebungen und dem ozeanischen Massen- und Strömungsfeld lassen trotz der komplexen, asymmetrischen Geometrie auch im Fall der Porcupine - Bank vergleichbare Anomalien des Massenfeldes und ein damit verbundenes stationäres Strömungsphänomen erwarten. Bei der Überströmung eines Rückens wird das Massenfeld über dem Rücken deformiert. Zur Aufrechterhaltung des geostrophischen Gleichgewichts muß der dadurch entstehende Druckgradient durch die Corioliskraft balanciert werden, wodurch ein antizyklonales Geschwindigkeitsfeld im Bereich der Kuppe induziert wird. Die Existenz einer Taylor - Säule ist demnach in Beobachtungen über die Anomalie des Massenfeldes in Form einer Aufwölbung der Dichteflächen sowie eines bodenintensivierten, antizyklonalen Geschwindigkeitsfeldes über der Bank identifizierbar. Vergleichbare Effekte treten auch bei der Anregung topographischer Wellen durch Resonanz mit Gezeitenschwingungen auf. Eine eindeutige Zuordnung des für die Porcupine Bank relevanten Mechanismus ist aufgrund fehlender verankerter Strömungsmessungen nicht möglich, jedoch erlaubt die in Kap. 2 durchgeführte analytische Bestimmung des Gezeiteneinflusses aus den ADCP - Messungen der Meßkampagne V153 eine gute Abschätzung der Bedeutung der beiden Mechanismen für die Porcupine - Bank.

5.3.1 Struktur des kuppennahen Temperatur- und Dichtefeldes

Die Abb. 5.2 - 5.4 zeigen die Vertikalverteilung der hydrographischen Parameter Θ und σ_0 entlang der SEFOS - Schnitte C, D und E im Tiefenbereich 0 dbar - 600 dbar zwischen 12.5°W und 15°W im Bereich der Porcupine - Bank während der Meßkampagnen H56, V144-1 und V153. Die Beobachtungen im März/April 1994 (Abb. 5.2) offenbaren eine ausgeprägte Anomalie des Massenfeldes entlang der Schnitte C und D. Die Anomalie ist charakterisiert durch eine Aufwölbung der Isothermen und Isopyknen über der Bank und führt zur Ausbildung starker horizontaler Temperatur- und Dichtegradienten im Bereich der Kuppenflanken. Diese frontähnliche Struktur trennt den Einschluß von kaltem Wasser über der Bank von den wärmeren Wassermassen westlich und östlich der Porcupine

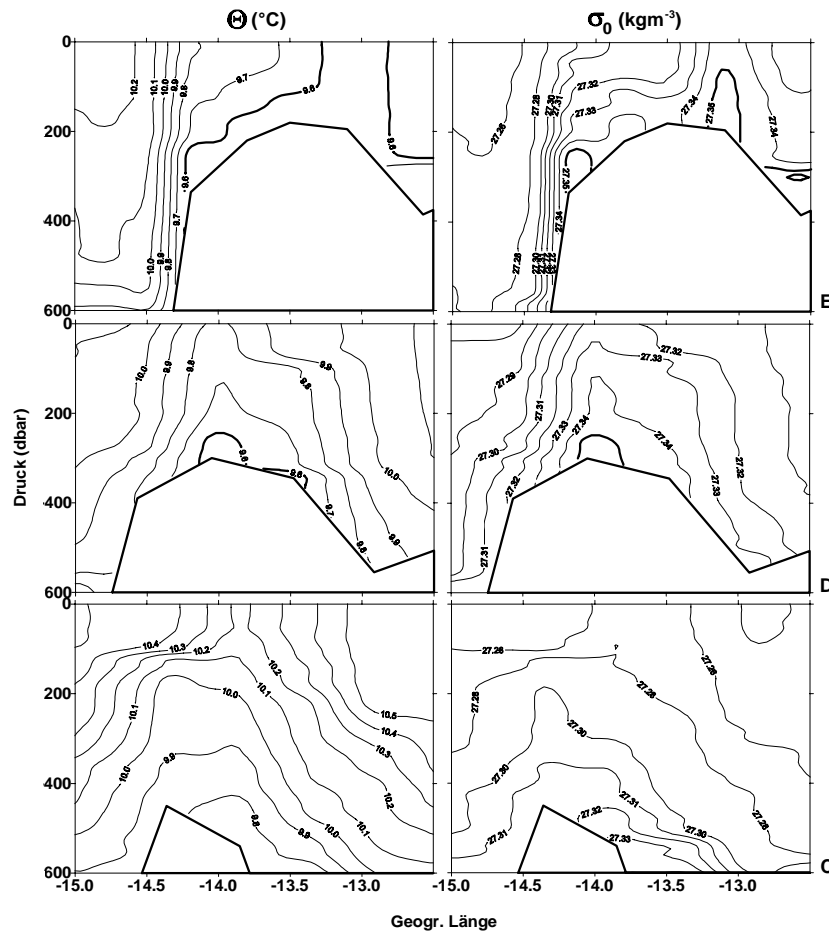


Abb. 5.2: Vertikalverteilung von Θ ($^{\circ}\text{C}$) und σ_0 (kgm^{-3}) entlang der Schnitte C (51.5°N), D (52.5°N) und E (53.5°N) während der Meßkampagne H56 (März/April 1994).

- Bank. Entlang Schnitt E ist die domartige Deformation des Massenfeldes nur über der westlichen Kuppenflanke erkennbar, während über der östlichen Flanke eine vertikal homogene Temperatur - und Dichteverteilung dominiert. Diese Modifikation der domartigen Struktur des Massenfeldes steht in engem Zusammenhang mit schweren Sturmereignissen im Untersuchungsgebiet und einer dadurch verursachten, mehrtägigen Unterbrechung der Probennahmen. Die Wettersituation war zum Zeitpunkt der Fahrtunterbrechung durch West- bis Südwestwinde in Orkanstärke bis 11 Bft über mehrere Tage charakterisiert und hatte Ekmantiefen der winddurchmischten Schicht bis zu Tiefen von 200 m zur Folge. Die Dichtefläche $\sigma_0 = 27.32 \text{ kgm}^{-3}$ repräsentiert das Dichtemaximum über dem Kuppenplateau entlang Schnitt C und ist durch ein Minimum der potentiellen Temperatur von $\Theta = 9.8^{\circ}\text{C}$ gekennzeichnet. Nach Norden hin erfolgt im Bereich der Kuppenspitze eine Abkühlung auf Werte von $\Theta = 9.6^{\circ}\text{C}$ in Verbindung mit einer Zunahme des Dichtemaximums auf $\sigma_0 = 27.35 \text{ kgm}^{-3}$ entlang Schnitt D. Entlang Schnitt E hingegen ist eine leichte Abnahme des Dichtemaximums auf $\sigma_0 = 27.34 \text{ kgm}^{-3}$ zu beobachten. Die Amplitude der Auslenkung erstreckt sich im März/April 1994 über die gesamte Wassersäule von

der Kuppenspitze bis an die Meeresoberfläche, nimmt jedoch von Süden nach Norden mit abnehmender Kuppelhöhe von 450 dbar (Schnitt C) auf 200 dbar (Schnitt E, westliche Kuppenflanke) ab.

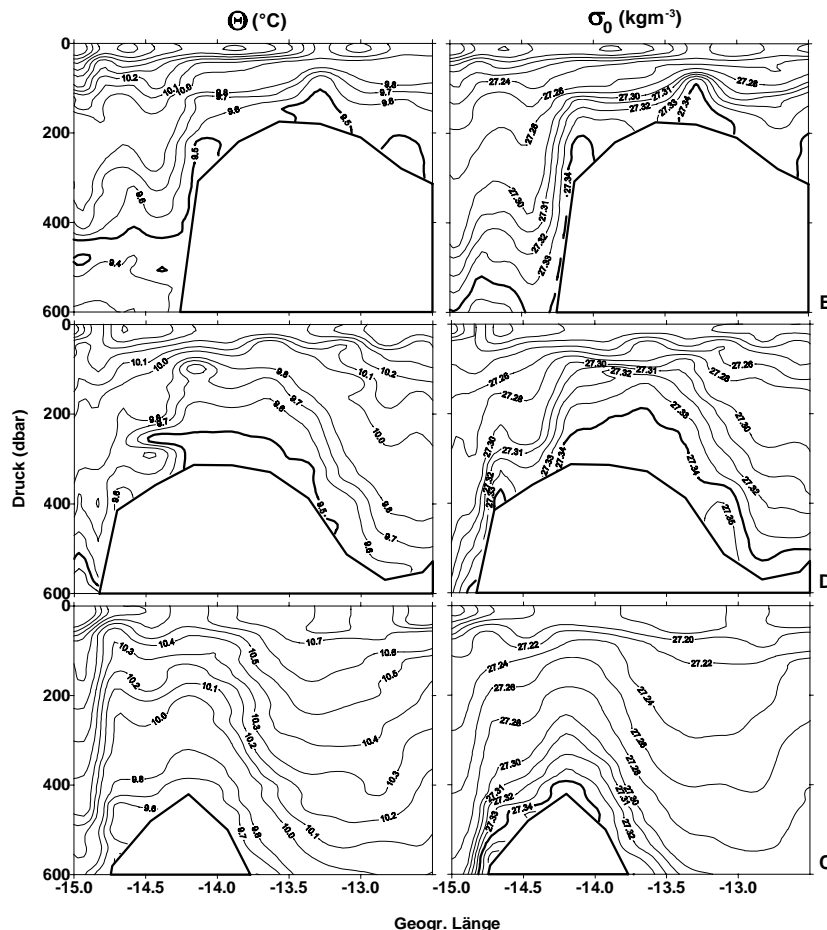


Abb. 5.3: Vertikalverteilung von Θ ($^{\circ}\text{C}$) und σ_0 (kgm^{-3}) entlang der Schnitte C (51.5°N), D (52.5°N) und E (53.5°N) während der Meßkampagne V144-1 (April/Mai 1994).

Im April/Mai 1994 zeigt sich ein leicht verändertes Bild (Abb. 5.3). Die domartige Aufwölbung des Massenfeldes erstreckt sich über die gesamte Banktopographie, was vermutlich auf die im Vergleich zu März/April 1994 moderate Windsituation zurückzuführen ist. Das Temperaturminimum über der jeweiligen Kuppenspitze weist gegenüber März/April 1994 eine Abkühlung in der Größenordnung von 0.1°C auf. Die nordwärtige Abnahme des Temperaturminimums über der Bank ist in diesem Zeitraum ebenfalls vorhanden, liegt jedoch nur bei Werten zwischen $\Theta = 9.6^{\circ}\text{C}$ (Schnitt C) und 9.5°C (Schnitt E). Das Dichtemaximum hingegen zeigt keine meridionalen Schwankungen und liegt bei $\sigma_0 = 27.34 \text{ kgm}^{-3}$. Die Amplitude der Temperatur- und Dichteanomalie ist mit fortschreitender Erwärmung der oberflächennahen Wassermassen im Vergleich zu März/April 1994 leicht reduziert und liegt zwischen 400 dbar (Schnitt C) und 150 dbar (Schnitt E), dringt jedoch vereinzelt noch bis an die Meeresoberfläche.

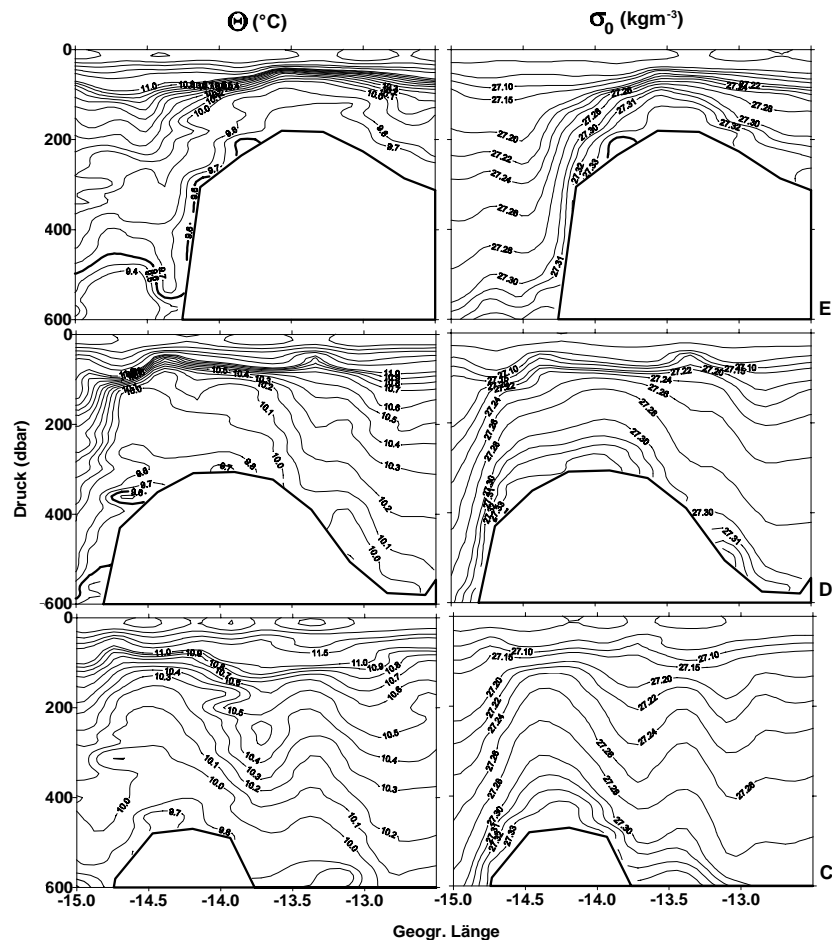


Abb. 5.4: Vertikalverteilung von Θ ($^{\circ}\text{C}$) und σ_0 (kgm^{-3}) entlang der Schnitte C (51.5°N), D (52.5°N) und E (53.5°N) während der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995).

Die im März/April und April/Mai 1994 beobachteten Strukturen sind im Juni/Juli 1995 ebenfalls deutlich erkennbar (Abb. 5.4). Das Temperaturminimum über der jeweiligen Kuppenspitze ist gegenüber April/Mai 1994 durch eine konstante Erwärmung von 0.1°C charakterisiert. Die nordwärtige Abnahme des Temperaturminimums von $\Theta = 9.7^{\circ}\text{C}$ (Schnitt C) auf $\Theta = 9.6^{\circ}\text{C}$ (Schnitt E) liegt in derselben Größenordnung wie in den Beobachtungen vom April/Mai 1994, während das Dichtemaximum von $\sigma_0 = 27.33 \text{ kgm}^{-3}$ entlang Schnitt C auf $\sigma_0 = 27.34 \text{ kgm}^{-3}$ entlang Schnitt E zunimmt. Die Amplituden der Aufwölbung der Isothermen und Isopyknen sind im Vergleich zu den Messungen im März/April und April/Mai 1994 deutlich abgeschwächt und umfassen einen Tiefenbereich zwischen etwa 350 dbar (Schnitt C) und 100 dbar (Schnitt E). Die zunehmende sommerliche Erwärmung der Meeresoberfläche und die damit verbundene Entwicklung einer saisonalen Temperatursprungschicht übt somit einen nachhaltigen Einfluß auf die Intensität der Aufwölbung des Massenfeldes über der Porcupine - Bank aus.

In allen Beobachtungszeiträumen fällt auf, daß die Deformation des Massenfeldes entlang

der Schnitte C - E westlich der Porcupine - Bank stärker ist als östlich der Bank. Dies führt in diesen Gebieten zu stärkeren horizontalen Dichtegradienten an den westlichen Kuppenflanken und läßt auf ein asymmetrisches geostrophisches Strömungsfeld schließen, wobei westlich der Porcupine - Bank höhere Strömungsgeschwindigkeiten als östlich der Bank zu erwarten sind. Eine Ausnahme ist wiederum in den Messungen im März/April 1994 erkennbar. Entlang Schnitt E wird die Deformation des Massenfeldes östlich der Porcupine - Bank durch eine nahezu homogene Schichtung ersetzt. Generell zeigen die nordwärtigen Temperaturgradienten im Bereich der ozeanischen Wassermassen westlich und östlich der Porcupine - Bank auf der Dichtefläche des jeweiligen Kuppenmaximums eine sehr viel höhere Variabilität als über der Bank. Diese Beobachtungen führen zur Annahme der Existenz einer isolierten Struktur über der Porcupine - Bank, die unter günstigen atmosphärischen Voraussetzungen keiner bedeutenden Wassermassenerneuerung ausgesetzt ist.

Im Rahmen der Meßkampagne V153 wurden im Juni/Juli 1995 neben der Bestimmung des hydrographischen Massenfeldes aus CTD - Daten zusätzlich Messungen von Sauerstoff sowie der anorganischen Nährstoffe Nitrat, Phosphat und Silikat durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Messungen sind in *White et al.* (1998) zusammengefaßt und werden durch Nährstoffdaten ergänzt, die zwischen April und Mai 1995 gewonnen wurden. Danach ist ein Einschluß sauerstoffarmen, nährstoffreichen Wassers innerhalb der domartigen Aufwölbung des Massenfeldes über der Porcupine - Bank relativ zur umgebenden Wassersäule zu beobachten. Als ursächlichen Mechanismus für die Sauerstoffzehrung und Nährstoffanreicherung vermuten die Autoren ein über den gesamten Beobachtungszeitraum andauerndes, stationäres Zirkulationsphänomen über der Bank, das einen erheblich reduzierten Wassermassenaustausch zwischen Bank und Ozean in Verbindung mit einer hohen biologischen Aktivität zur Folge hat (*White et al.*, 1998).

5.3.2 Stabilität der Schichtung

Der mit der Aufwölbung der Isopyknen verbundene starke vertikale Dichtegradient über der Porcupine - Bank deutet auf eine stabile Schichtung in diesem Bereich hin. Als Maß für die Stabilität der Schichtung einer Wassersäule dient die Anomalie der potentiellen Energie (Φ). Der Parameter Φ definiert den Anteil an Energie, der für die vertikale Durchmischung einer Wassersäule bis zu einem vollständig homogenen Zustand aufgewendet werden muß. Der Wert $\Phi = 0$ beschreibt eine vollständig homogene Wassersäule und nimmt mit steigender Intensität der Schichtung zu. Für jedes Profil wird Φ aus dem vertikalen Dichtegradienten $\sigma_0(z)$ bestimmt und ist nach *Simpson* (1981) definiert über die Beziehung:

$$\Phi = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 gz(\bar{\sigma}_0 - \sigma_0(z))dz$$

- g Schwerebeschleunigung
H Maximale Wassertiefe
z Wassertiefe unterhalb der Meeresoberfläche (negativ)
 $\bar{\sigma}_0$ Mittelwert der Anomalie der potentiellen Dichte (bezogen auf die Meeresoberfläche):

$$\bar{\sigma}_0 = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 \sigma_0(z)dz$$

 $\sigma_0(z)$ Anomalie der potentiellen Dichte (bezogen auf die Meeresoberfläche) in der Tiefe z

Abb. 5.5 zeigt die Horizontalverteilung von Φ entlang der Schnitte C, D und E während der betrachteten Untersuchungszeiträume. Für die Untersuchung des Einflusses der Banktopographie auf die Deformation des Massenfeldes wurde H im vorliegenden Fall auf 200 m begrenzt.

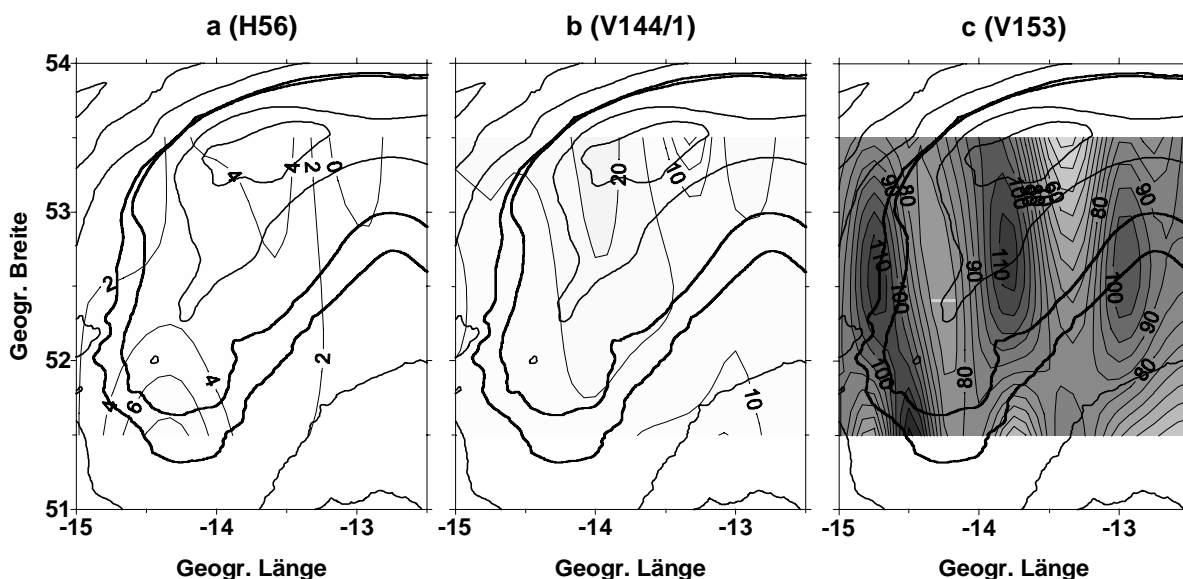


Abb. 5.5: Horizontalverteilung der Anomalie der potentiellen Energie Φ (Jm^{-3}) zwischen 0 und 200 m während der Meßkampagnen H56 (März/April 1994) (a), V144-1 (April/Mai 1994) (b) und V153 (Juni/Juli 1995) (c).

Im März/April 1994 ist die oberflächennahe Schichtung aufgrund des nachhaltigen Einflusses der winterlichen Konvektion schwach entwickelt. Die größten Werte sind mit $\Phi = 4 \text{ Jm}^{-3} - 6 \text{ Jm}^{-3}$ über der Porcupine - Bank zu beobachten. Außerhalb der unmittelbaren

Kuppenregionen erfolgt eine Abnahme von Φ auf Werte $< 2 \text{ Jm}^{-3}$. Diese Abnahme ist entlang der östlichen Kuppenflanke in der nördlichen Porcupine - Seabight am stärksten ausgeprägt und repräsentiert eine nahezu homogene Durchmischung der oberen 200 m der Wassersäule als Folge der über mehrere Tage andauernden schweren Sturmereignisse vor der Datenerfassung (Abb. 5.5 a). Im April/Mai 1994 nimmt die Schichtungsintensität deutlich zu. Die größten Werte konzentrieren sich im Bereich der Porcupine - Bank und erreichen ein Maximum von $\Phi = 20 \text{ Jm}^{-3}$ über dem westlichen Kuppenplateau bei 53.5°N . Die Schichtung oberhalb des östlichen Kuppenplateaus weist hingegen ein lokales Minimum in der Größenordnung von $\Phi \approx 8 \text{ Jm}^{-3}$ auf (Abb. 5.5 b). Die Existenz einer sommerlichen Temperatursprungschicht führt im Juni/Juli 1995 zu einer drastischen Erhöhung der oberflächennahen Stabilität der Schichtung. Das Maximum des Schichtungsparameters Φ über der Porcupine - Bank beträgt in diesem Zeitraum etwa 110 Jm^{-3} und nimmt in Richtung der Kuppenflanken auf $70 \text{ Jm}^{-3} - 80 \text{ Jm}^{-3}$ ab. In Übereinstimmung mit den Beobachtungen von April/Mai 1994 ist die Schichtung oberhalb der östlichen Flanke des zentralen Kuppenplateaus bei 53.5°N durch ein lokales Φ - Minimum charakterisiert, das im Juni/Juli 1995 im Vergleich zur umgebenden Wassersäule auf $\Phi \approx 50 \text{ Jm}^{-3}$ abnimmt (Abb. 5.5 c).

Eine Betrachtung von Einzelprofilen der Stabilitätsfrequenz N^2 ermöglicht einen Blick auf die vertikale Struktur der beobachteten Anomalie der Schichtung entlang des zentralen Kuppenplateaus bei 53.5°N im Vergleich zu den südlicheren Bankregionen. N^2 ist direkt proportional zur statischen Stabilität und beschreibt die Tendenz eines Wasserpartikels zu Vertikalbewegungen. Hohe Werte von N^2 resultieren aus starken vertikalen Dichtegradienten, die im Bereich von thermischen Sprungschichten oder Wassermassengrenzen auftreten. Niedrige Werte von N^2 sind auf schwache vertikale Dichtegradienten zurückzuführen und kennzeichnen eine vertikal homogen durchmischte Wassersäule.

Abb. 5.6 zeigt Vertikalprofile von Θ , S und N^2 ausgewählter Meßstationen oberhalb der Kuppenspitze der Porcupine - Bank entlang der Schnitte C, D und E der Meßkampagnen V144-1 (a) und V153 (b). In beiden Beobachtungszeiträumen ist entlang Schnitt E (53.5°N) eine bodennahe, homogene Schicht innerhalb 50 dbar (April/Mai 1994) bzw. 30 dbar (Juni/Juli 1995) über dem östlichen Kuppenplateau erkennbar, die durch schwache Gradienten der potentiellen Temperatur und Salzgehalt gekennzeichnet ist. Die resultierende Stabilitätsfrequenz nimmt unterhalb der Meeresoberfläche stark ab und erreicht innerhalb dieser Schicht ein Minimum. Im Bereich der südlichen Porcupine - Bank ist diese homogene Schicht in den hochauflösenden Einzelprofilen ebenfalls erkennbar, bleibt jedoch auf die unmittelbare Bodennähe beschränkt. Generell muß berücksichtigt werden, daß die Datenaufnahme aller Profile bei einer Maximaltiefe von durchschnittlich 10 m über dem Boden beendet wurde, so daß davon auszugehen ist, daß sich der vertikale Durchmesser der durchmischten Bodenschicht jeweils um diesen Faktor erhöht.

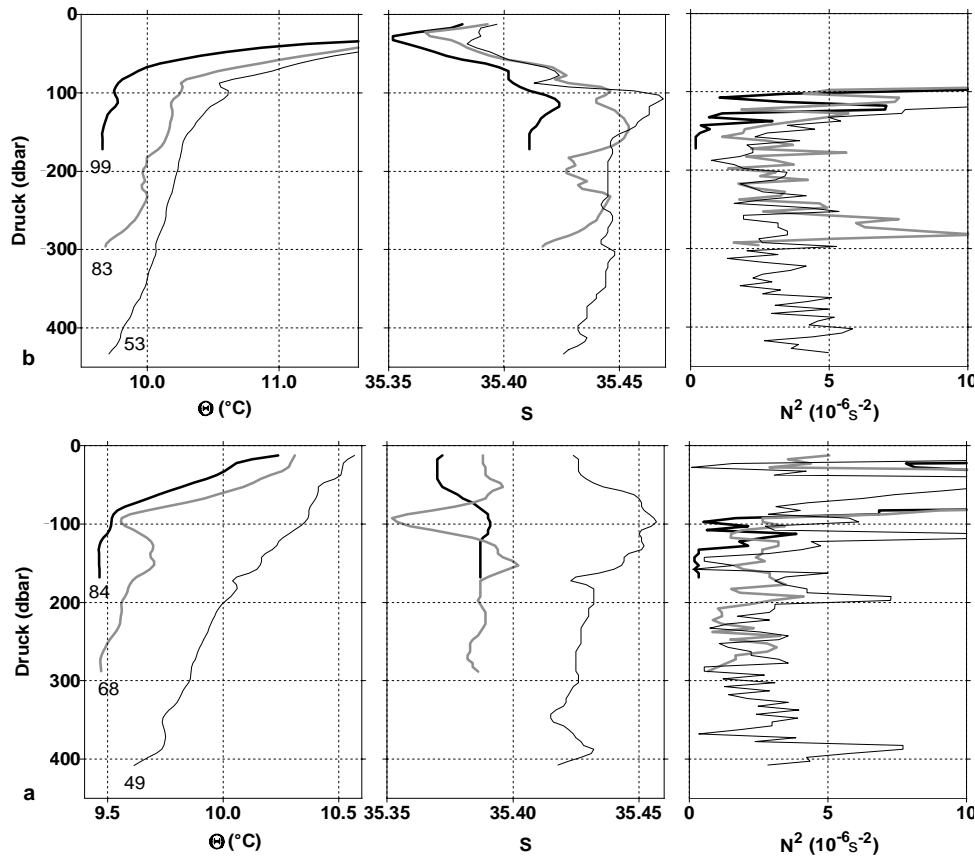


Abb. 5.6: Vertikalprofile von Θ ($^{\circ}\text{C}$), S und N^2 (10^{-6} s^{-2}) ausgewählter Meßstationen im Bereich der Kuppenspitze entlang der Schnitte C, D und E der Meßkampagnen V144-1 (April/Mai 1994) (a) und V153 (Juni/Juli 1995) (b).

5.3.3 Struktur des kuppennahen Strömungsfeldes

In diesem Abschnitt wird zunächst, ausgehend von den ADCP - Messungen der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995), die Struktur des Strömungsfeldes im Bereich der Porcupine - Bank beschrieben. Anschließend werden die Auswirkungen der unterschiedlichen Schichtungsverhältnisse auf die kuppennahe Zirkulation für alle verfügbaren Meßkampagnen mittels eines geeigneten geostrophischer Ansatzes verglichen.

ADCP - Messungen

Wie in Kap. 2 beschrieben, stehen Strömungsmessungen mit einem schiffsgestützten ADCP nur für die Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995) zur Verfügung. Abb. 5.7 zeigt die gezeitenkorrigierten, auf 6 km Intervalle interpolierten, horizontalen Strömungsgeschwindigkeiten im Gebiet der Porcupine - Bank entlang der Schnitte D (52.5°N) und E (53.5°N) auf 11 Tiefenhorizonten zwischen 40 m und 240 m.

In unmittelbarer Umgebung des Kuppenplateaus der Porcupine - Bank ist eine klare an-

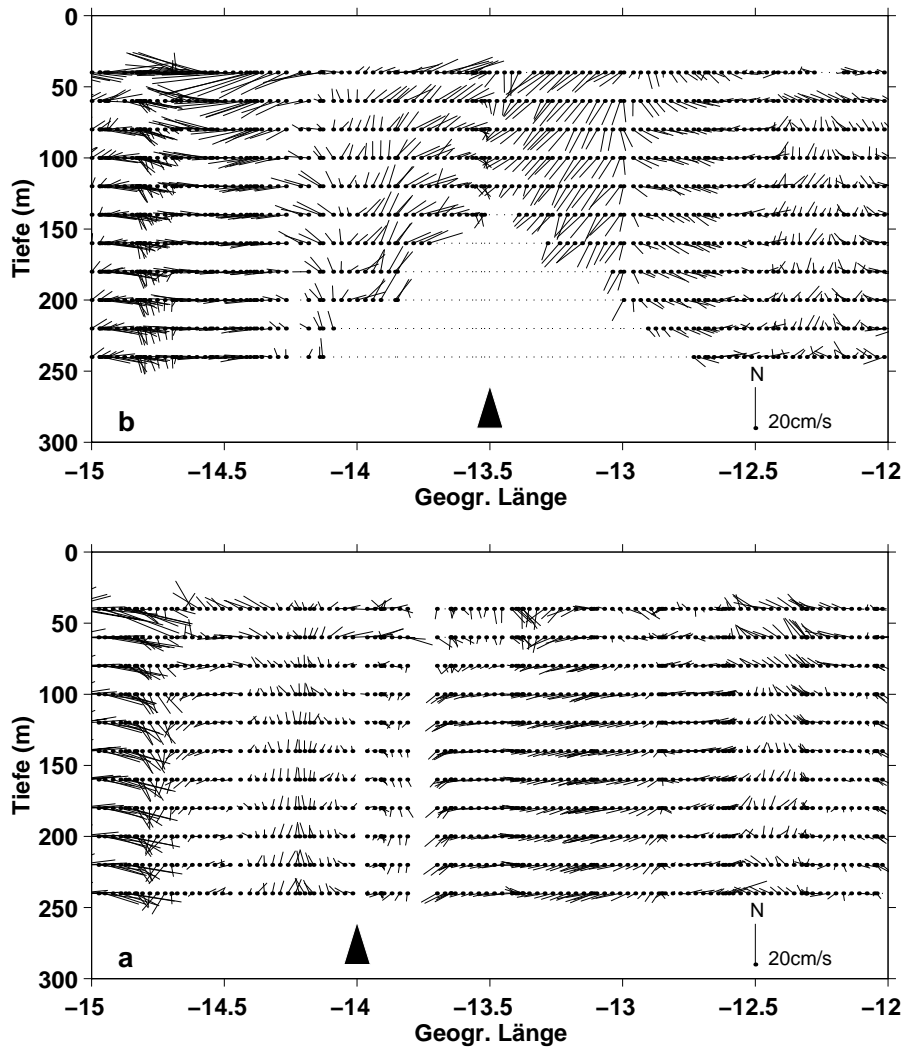


Abb. 5.7: ADCP - Strömungsgeschwindigkeiten (cm s^{-1}) auf 11 Tiefenhorizonten zwischen 40 m und 240 m entlang der Schnitte D (52.5°N) (a) und E (53.5°N) (b) der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995). Fett gedruckte Pfeile zeigen die Lage der Kuppenspitze.

tizyklonale Tendenz des Strömungsfeldes erkennbar. Das Geschwindigkeitsminimum liegt jeweils über der Kuppenspitze bei 14°W (Schnitt D) bzw. 13.5°W (Schnitt E). In Richtung der westlichen und östlichen Kuppenflanke erreichen die Strömungsgeschwindigkeiten entlang beider Schnitte ein relatives Maximum. Die mittleren Geschwindigkeiten erreichen westlich der Porcupine - Bank etwa 7 cm s^{-1} (Schnitt D) bzw. 14 cm s^{-1} (Schnitt E) und östlich der Porcupine - Bank etwa 3 cm s^{-1} (Schnitt D) bzw. 17 cm s^{-1} (Schnitt E). Entlang Schnitt D ist eine Intensivierung des nordwärts gerichteten Arms der antizyklonalen Zelle gegenüber der südwärts gerichteten Rezirkulation zu beobachten. Die Größenordnung dieser Asymmetrie liegt in allen Tiefen bei etwa 4 cm s^{-1} . Entlang Schnitt E hingegen erfolgt eine Beschleunigung der südwärts gerichteten Rezirkulation über der östlichen Kuppenflanke in einer Größenordnung von 4 cm s^{-1} . In beiden Teilregionen der Porcupine - Bank

erstreckt sich die antizyklonale Zelle unterhalb der saisonalen Deckschicht über den gesamten betrachteten Tiefenbereich.

Die Theorie einer bodenintensivierten Strömung im Zusammenhang mit einer antizyklonalen Zirkulation im Bereich einer isolierten Kuppe im geschichteten Medium wird im Fall der Porcupine - Bank durch die ADCP - Messungen bestätigt. Abb. 5.8 zeigt die mittlere Strömungsgeschwindigkeit von ADCP - Profilen im Bereich der Kuppenflanken entlang der Schnitte D und E. Entlang beider Kuppenflanken ist eine deutliche vertikale Zunahme der Strömungsgeschwindigkeiten erkennbar mit jeweiligen Maxima in unmittelbarer Bodennähe. An den westlichen Kuppenflanken liegt das bodennahe Maximum bei 10 cm s^{-1} (Schnitt D) bzw. 17 cm s^{-1} (Schnitt E) gegenüber 7 cm s^{-1} (Schnitt D) bzw. 12 cm s^{-1} (Schnitt E) unterhalb der Deckschicht. Im Bereich der südwärts gerichteten Rezirkulation über der östliche Kuppenflanke ist die Geschwindigkeitsscherung schwächer ausgeprägt. Die Werte variieren hier zwischen 4 cm s^{-1} (Schnitt D) bzw. 16 cm s^{-1} (Schnitt E) unterhalb der Deckschicht und 6 cm s^{-1} (Schnitt D) bzw. 19 cm s^{-1} (Schnitt E) in Bodennähe.

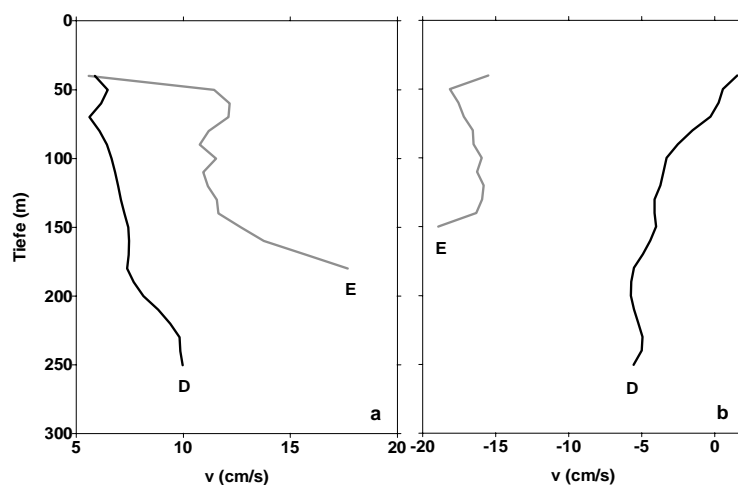


Abb. 5.8: Mittlere Profile der v - Komponente der ADCP - Strömungsgeschwindigkeiten im Bereich der westlichen (a) und östlichen (b) Kuppenflanken entlang der Schnitte D und E der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995).

Die für die Bestimmung der Größenordnung der Gezeitenanteile der Strömungen notwendigen Informationen aus verankerten Strömungsmessungen sind für den Zeitraum der Meßkampagne V153 nicht verfügbar. Mit der in Kap. 2 beschriebenen harmonischen Gezeitenanalyse aus den ADCP - Daten wird ausschließlich der Anteil der Varianz der wichtigsten halb - und ganztägigen Mondgezeiten M_2 und K_1 berücksichtigt. Informationen über die vollen Gezeitenperioden können aus den ADCP - Daten nicht ermittelt werden. Andere Partialtiden und Trägheitsschwingungen werden bei der Korrektur der ADCP - Geschwindigkeiten vernachlässigt. Darüberhinaus können räumlich kleinskalige

Strömungsschwankungen als Gezeitenschwingungen fehlinterpretiert werden, was gegebenenfalls eine Überschätzung des Gezeitenanteils zur Folge hat. Trotz dieser Einschränkungen erlaubt die harmonische Gezeitenanalyse eine in erster Näherung gültige Abschätzung des Gezeitenanteils für das Gebiet der Porcupine - Bank. Abb. 5.9 zeigt die Größenordnung der Anteile der Partialtiden K_1 und M_2 aus der harmonischen Analyse entlang der Schnitte D (a) und E (b).

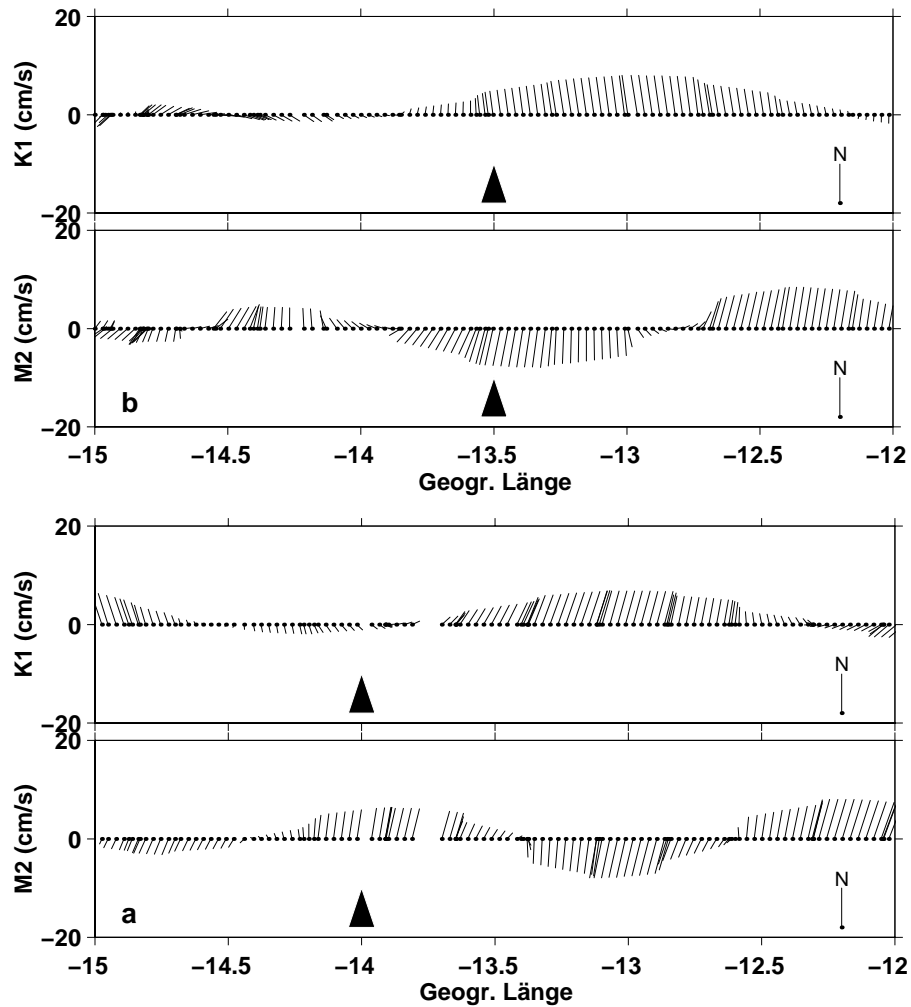


Abb. 5.9: Gezeitenstromamplituden (cm s^{-1}) der K_1 - und M_2 - Tiden entlang der Schnitte D (52.5°N) (a) und E (53.5°N) (b) im Tiefenbereich der ADCP - Messungen der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995). Fett gedruckte Pfeile zeigen die Lage der Kuppenspitze.

Die Amplituden der dargestellten Gezeitenanteile wurden dabei über den jeweils verfügbaren Meßbereich des ADCP integriert. Das Signal der K_1 - Tide ist außerhalb der unmittelbaren Kuppenregion schwach ausgeprägt und liegt bei etwa 2 cm s^{-1} deutlich. Eine auffällige Verstärkung der Amplitude der K_1 - Tide ist entlang beider Schnitte über der

östlichen Kuppenflanke der Porcupine - Bank zu beobachten. Die Werte nehmen hier auf Maxima in der Größenordnung von jeweils 8 cms^{-1} zu. Die M_2 - Tide dominiert im Bereich der Porcupine - Bank. Die größten Amplituden westlich der Bank erreichen Werte zwischen 3 cms^{-1} (Schnitt D) und 5 cms^{-1} (Schnitt E). In den schelfnahen Regionen der nördlichen Porcupine - Seabight erfolgt eine Zunahme auf Werte bis zu 10 cms^{-1} . Über der Porcupine - Bank ist im Vergleich zu den Amplituden der K_1 - Tide keine eindeutige Verstärkung des M_2 - Signals erkennbar. Über der Kuppenspitze werden Werte von 8 cms^{-1} gemessen, die einerseits gegenüber den Beobachtungen westlich der Bank um etwa den Faktor 2 erhöht sind, andererseits jedoch nicht die Größenordnung der schelfnahen M_2 - Amplituden erreichen. Diese Beobachtungen deuten darauf hin, daß im Fall der Porcupine - Bank eine Anregung topographischer Wellen durch Resonanz mit der K_1 - Tide als Mechanismus für die beobachtete Verstärkung der eintägigen Gezeitenamplituden in Frage kommt.

Geogr. Breite	Geogr. Länge	Meßtiefe (m)	Jahr	K_1 (cms^{-1})	M_2 (cms^{-1})
52.597	-14.74	275	1981	1.1	5.7
51.693	-14.734	293	1983	1.1	4.1
51.703	-14.915	271	1983	0.9	4.3
48.158	-9.703	148	1991	0.5	10.4
49.108	-12.178	196	1994	1.1	5.9

Tab. 5.1: Überblick der Gezeitenanteile und der maximalen Gezeitenstromamplitude an ausgewählten Verankerungspositionen westlich der Porcupine - Bank und nahe Goban - Spur (*White et al.*, 1997; *Pingree et al.*, 1996).

Tab. 5.1 liefert einen Überblick der Amplituden der K_1 - und M_2 - Partialtiden aus verankerten Strömungsmessungen zwischen 1981 und 1983 im Bereich der westlichen Kuppenflanke der Porcupine - Bank sowie zwischen 1991 und 1994 nahe Goban - Spur. Die Auswertung dieser Strömungsmessungen wurde von *White et al.* (1997); *Pingree et al.* (1996) im Rahmen des OMEX - Projektes (OMEX - Ocean Margin EXchange) durchgeführt. Ein Vergleich mit den ADCP - Messungen zeigt eine gute Übereinstimmung der M_2 - Tide. In den verankerten Strömungsmessungen variieren die Amplituden entlang der westlichen Kuppenflanke zwischen 4.1 cms^{-1} und 5.7 cms^{-1} , in den ADCP - Messungen zwischen 3 cms^{-1} und 5 cms^{-1} . Für die schelfnahen Regionen östlich der Porcupine - Bank standen keine Vergleichsmessungen zur Verfügung, jedoch erscheinen die aus den ADCP - Daten ermittelten Werte von etwa 10 cms^{-1} im Vergleich zu den Angaben für die Goban - Spur - Region (*Pingree et al.*, 1996) als durchaus realistisch. Die aus den ADCP - Messungen bestimmten Strömungsgeschwindigkeiten der K_1 - Tide außerhalb der Kuppenregion sind dagegen mit 2 cms^{-1} etwa um den Faktor 2 gegenüber den Werten aus verankerten Strömungsmessungen deutlich überschätzt. Typische Werte liegen westlich der Porcupine

- Bank zwischen 0.9 cms^{-1} und 1.1 cms^{-1} (*White et al.*, 1997) bzw. zwischen 0.5 cms^{-1} und 1.1 cms^{-1} im Gebiet von Goban - Spur (*Pingree et al.*, 1996).

Geostrophie

In diesem Abschnitt werden die Auswirkungen unterschiedlicher Schichtungsverhältnisse auf das kuppennahe Strömungsfeld näher untersucht. Da auf den Fahrten H56 und V144/1 keine Strömungsmessungen durchgeführt wurden bzw. wegen schlechter Datenqualität verworfen werden mußten, wird für alle Meßkampagnen ein geeigneter geostrophischer Ansatz verwendet, der die Besonderheiten der banknahen Zirkulation berücksichtigt.

In Kap. 4 wurde gezeigt, daß die Überführung der relativen geostrophischen Geschwindigkeiten aus der dynamischen Methode in Absolutwerte die Definition einer Referenzschicht im Ozean erfordert, in der annähernd Stromlosigkeit herrscht oder die Strömung hinreichend bekannt ist. Dieser Ansatz geht in den meisten Fällen aufgrund fehlender flächendeckender Daten aus Strömungsmessungen von der Annahme aus, daß die Geschwindigkeit ozeanischer Strömungen mit der Tiefe abnimmt, und führt somit oftmals zur Wahl bodennaher bewegungsloser Referenzniveaus. In küstennahen Regionen oder Gebieten mit stark variabler, steiler Bodentopographie ist diese Annahme jedoch sehr unzuverlässig. Dies verdeutlichen auch die Vermessungen des Massenfeldes im Bereich der Porcupine - Bank. Die stärksten horizontalen Dichtegradienten treten im Bereich der Kuppenflanken auf, was insbesondere in diesem Bereich auf eine deutliche Zunahme der baroklinen Strömungsgeschwindigkeiten relativ zur umgebenden Wassersäule schließen läßt. Darüberhinaus ist ein Einschluß von kaltem, dichtem Wasser über der Kuppenspitze zu beobachten. Aus der Interpretation der thermischen Windgleichung läßt sich ableiten, daß eine vertikale Geschwindigkeitsabnahme in einer geostrophisch balancierten Strömung die Existenz von schwerem Wasser auf der linken Seite relativ zur Strömungsrichtung voraussetzt. Somit würde die Wahl eines tiefen, bodennahen Referenzniveaus im Fall der Porcupine - Bank eine zyklonale Umströmung der Bank zur Folge haben. Die während der Meßkampagne V153 durchgeführten ADCP - Messungen zeigen jedoch deutlich eine bodenintensivierte, antizyklonale Strömung im Bereich der Kuppenflanken der Porcupine - Bank. Verankerte Strömungsmessungen von *Dooley* (1984) liefern vergleichbare Ergebnisse über der Rockall - Bank. Die Voraussetzung einer antizyklonalen Zelle über der Bank auf der Basis des geostrophischen Ansatzes würde hingegen einen Einschluß von relativ warmem, leichtem Wasser über der Kuppenspitze erfordern, die in eindeutigen Widerspruch zu den Beobachtungen steht. Die Diskrepanz zwischen Beobachtungen und theoretischen Betrachtungen aus dem geostrophischen Ansatz verdeutlichen Berechnungen der dynamischen Topographie im Bereich der Porcupine - Bank am Beispiel der Meßkampagne V153 (Schnitt D) bezogen auf verschiedene Referenzniveaus zwischen 50 dbar und 250 dbar (Abb. 5.10). Die Wahl eines tiefen Nullniveaus erzwingt eine Abnahme der dynamischen Höhen in Rich-

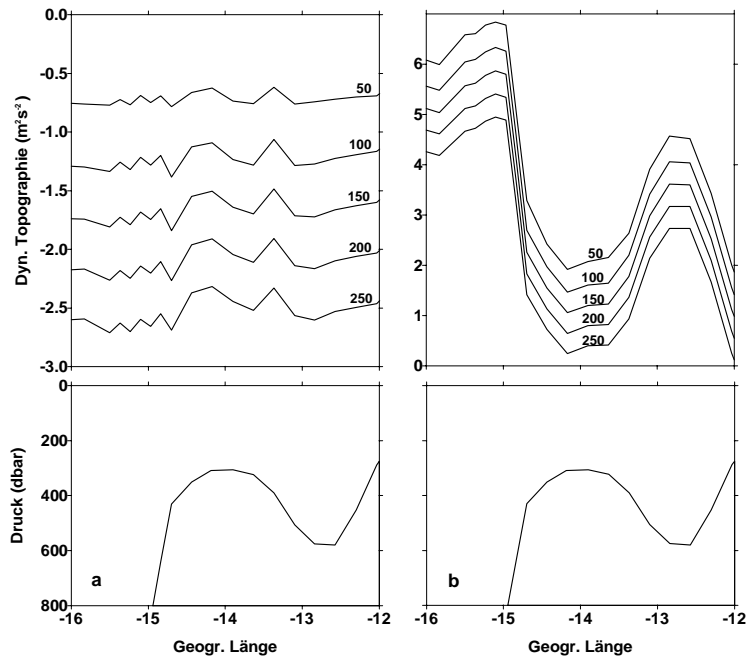


Abb. 5.10: Dynamische Topographie (m^2s^{-2}) auf 5 ausgewählten Druckflächen zwischen 50 dbar und 250 dbar relativ zu 0 dbar (a) bzw. 800 dbar (b) entlang Schnitt D (52.5°N) der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995).

tion der Kuppenspitze. Diese Trogbildung induziert ein zyklonales Geschwindigkeitsfeld über der Bank. Die Annahme eines Referenzniveaus an der Oberfläche hingegen scheint mit den in Kap. 6.2 diskutierten Aspekten der Wechselwirkung zwischen steiler Topographie und ozeanischer Strömung gut übereinzustimmen. Die Annahme einer bewegungslosen Referenzfläche an der Oberfläche wurde von *Dooley* (1984) an der Rockall - Bank eingeführt und bildet den Ausgangspunkt der Berechnung des geostrophischen Geschwindigkeitsfeldes an der Porcupine - Bank für die Meßkampagnen H56 und V144/1.

Abb. 5.11 zeigt die Vertikalverteilung der geostrophischen Geschwindigkeiten (bezogen auf die Meeresoberfläche) für die Meßkampagnen H56 (a), V144/1 (b) und V153 (c) entlang der Schnitte C, D und E. In allen Beobachtungszeiträumen kann eine antizyklonale Zirkulationszelle über der Porcupine - Bank nachgewiesen werden, deren Intensität und räumliche Ausdehnung in Abhängigkeit der jeweiligen Schichtungsverhältnisse stark variiert. Der Einfluß der winterlichen Konvektion ist im März/April 1994 durch eine niedrige Intensität der Schichtung charakterisiert und führt entlang Schnitt C und D zu einer schwach ausgeprägten antizyklonalen Rezirkulation über der Porcupine - Bank mit Strömungsgeschwindigkeiten von 1 cm s^{-1} - 2 cm s^{-1} (5.11 a). Aufgrund der extremen Schlechtwettersituation und der dadurch bedingten Intensivierung der winddurchmischten Schicht auf Tiefen bis etwa 200 m sind entlang Schnitt E keine eindeutigen Signale einer antizyklonalen Umströmung der Bank im Bereich des Kuppenplateaus erkennbar

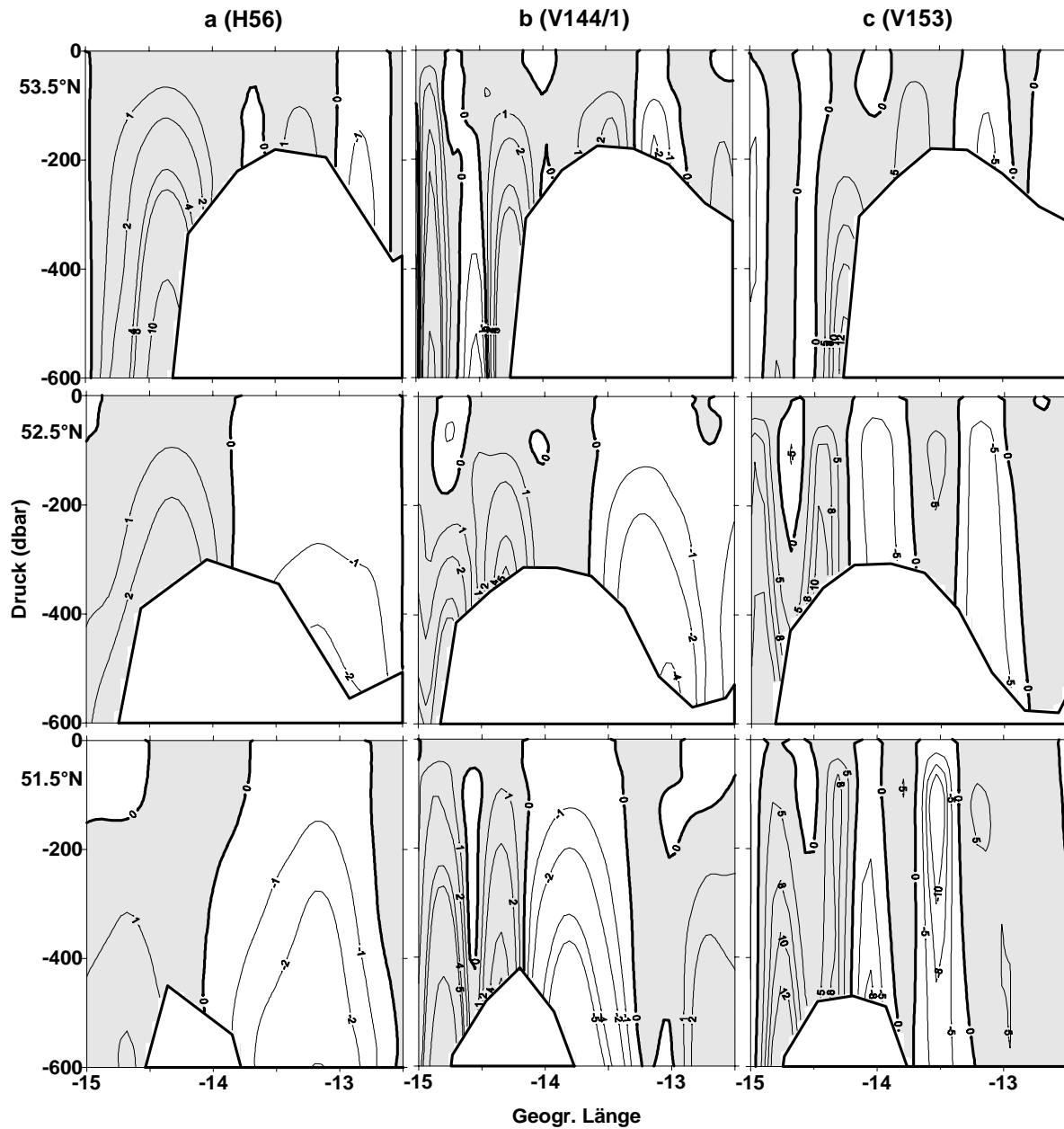


Abb. 5.11: Geostrophische Geschwindigkeiten (cm s^{-1} , bezogen auf die Meeresoberfläche) für die Meßkampagnen H56 (März/April 1994) (a), V144/1 (April/Mai 1994) (b) und V153 (Juni/Juli 1995) (c) entlang der Schnitte C (51.5°N), D (52.5°N) und E (53.5°N). Grau schattierte Flächen zeigen Geschwindigkeiten nach Norden.

(5.11 a). Mit zunehmender Stabilität der Schichtung ist im April/Mai 1994 eine deutliche Veränderung des kuppennahen Strömungsfeldes zu beobachten. Die antizyklonale Rezirkulation erstreckt sich über den gesamten Bereich des Kuppenplateaus. Die bodennahen Geschwindigkeitsmaxima betragen 4 cm s^{-1} - 5 cm s^{-1} (Schnitt C und D) bzw. 2 cm s^{-1} (Schnitt E) (5.11 b). Das geostrophische Strömungsfeld weist im Juni/Juli 1995 deutlich höhere Geschwindigkeiten auf. Im Gegensatz zu den Beobachtungen im März/April und

April/Mai 1994 erfolgt entlang der Schnitte C bis E eine deutliche Intensivierung der antizyklonalen Zelle über der Bank auf Strömungsgeschwindigkeiten zwischen 8 cm s^{-1} - 10 cm s^{-1} (Schnitt C und D) bzw. 5 cm s^{-1} (Schnitt E).

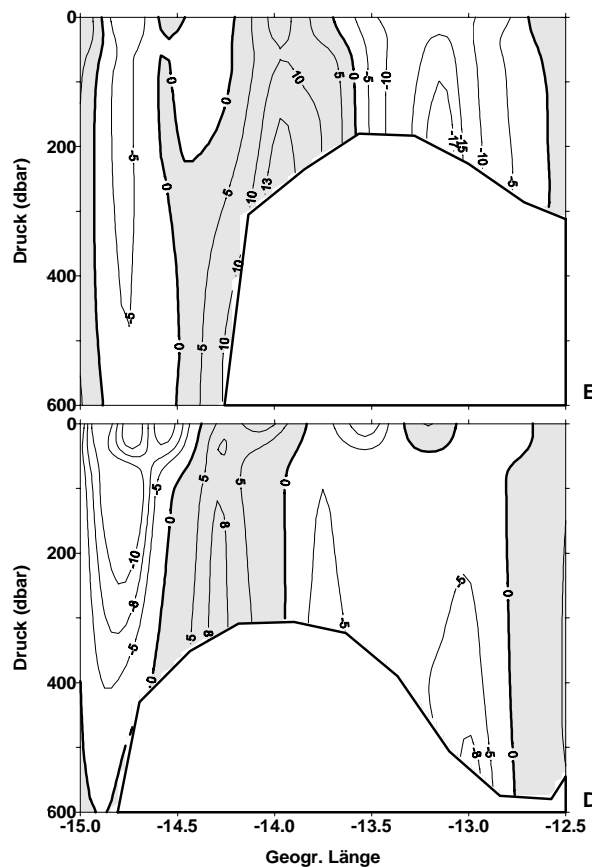


Abb. 5.12: Bzgl. der ADCP - Messungen korrigierte geostrophische Geschwindigkeiten (cm s^{-1}) entlang der Schnitte D (52.5°N) und E (53.5°N) der Meßkampagne V153 (Juni/Juli 1995). Grau schattierte Flächen zeigen Geschwindigkeiten nach Norden.

Trotz des sinnvollen Ansatzes einer oberflächennahen Referenzschicht für die Bestimmung der geostrophischen Geschwindigkeiten im Fall einer bodenintensivierten Strömung existiert eine deutliche Diskrepanz zwischen den ADCP - Messungen und den geostrophischen Berechnungen. Abb. 5.12 zeigt die Verteilung der an die ADCP - Daten angepaßten geostrophischen Geschwindigkeiten (bezogen auf die Meeresoberfläche) entlang der Schnitte D und E. Entlang Schnitt D ist keine auffällige Abweichung zwischen den Amplituden der geostrophischen Strömungen und der ADCP - Messungen zu beobachten. Die größten Geschwindigkeiten über dem Kuppenplateau liegen mit 8 cm s^{-1} (ADCP) bzw. 10 cm s^{-1} (Geostrophie) nach Norden und jeweils 5 cm s^{-1} nach Süden in vergleichbaren Größenordnungen. Deutliche Unterschiede sind hingegen in der Struktur des vertikalen Geschwindigkeitsfeldes erkennbar. Die antizyklonale Rezirkulation verläuft in den ADCP - Messungen

symmetrisch von der Kuppenspitze bis zu den Kuppenflanken, während die geostrophischen Berechnungen in diesem Bereich vergleichsweise uneinheitliche Strömungsbänder aufweisen. Im Bereich des flachen Kuppenplateaus entlang Schnitt E ist, im Vergleich zu den Strömungsamplituden entlang Schnitt D, eine auffällige Differenz zwischen ADCP - Messungen und geostrophischen Berechnungen zu beobachten. Im Vergleich zu den ADCP - Messungen sind die Größenordnungen des baroklinen Geschwindigkeitsfeldes deutlich unterschätzt. Darüberhinaus zeigen die ADCP - Daten eine markante Beschleunigung der südwärts gerichteten Rezirkulation. Die maximale Differenz der bodennahen Geschwindigkeitsmaxima zwischen ADCP - Messungen und geostrophischer Berechnung beträgt 7 cms^{-1} nach Norden westlich und 11 cms^{-1} nach Süden östlich der Kuppenspitze. Diese Abweichungen deuten darauf hin, daß in diesem Gebiet der barotrope Strömungsanteil deutlich dominiert.

5.4 Diskussion

Die Ergebnisse der CTD - und ADCP - Messungen an der Porcupine - Bank zeigen eine antizyklonale, bodenintensivierte Zirkulationszelle von den Kuppenflanken in Richtung der Kuppenspitze in Verbindung mit einer Aufwölbung des Massenfeldes und einem Einschluß kalten Wassers hoher Dichte über der Kuppenspitze. Aus theoretischen Betrachtungen ergeben sich als primäre Mechanismen, die für die beobachteten Anomalien des Massen - und Strömungsfeldes verantwortlich sein können, die Bildung einer Taylor - Säule im geschichteten Medium, einer sog. Taylor - Kappe, sowie einer durch Resonanz mit einer periodischen Gezeitenströmung verursachten Anregung topographischer Wellen.

Im Fall einer direkten Anströmung eines unterseeischen Rückens ist die Deformation des Massen- und Strömungsfeldes auf die Entstehung einer Taylor - Kappe zurückzuführen. Die Kriterien für die Bildung einer Taylor - Kappe sind im wesentlichen durch die Intensität der Schichtung der umgebenden Wassersäule, der Geometrie der topographischen Struktur und der Stärke der Anströmung charakterisiert. Die Bedeutung der ersten beiden Faktoren kann aus dem Schichtungsparameter B , der sog. Burger - Zahl, abgeleitet werden. B ist u.a. nach *Hogg* (1973) definiert durch die Beziehung:

$$B = \frac{N^2 H^2}{f^2 L^2}$$

Kleine Werte von B bedeuten, daß der Einfluß der Schichtung gegenüber der Geometrie der Kuppe vernachlässigbar ist. Im Fall großer Werte von B ist die Bildung einer Taylor - Kappe überwiegend von der Intensität der Schichtung abhängig. Abb. 5.13 zeigt die Vertikalverteilung der Burger - Zahl B im Bereich der Kuppe am Beispiel von Einzelprofilen entlang der Schnitt C, D und E der Meßkampagnen H56 (März/April 1994), V144/1

- N^2 Typische Stabilitätsfrequenz der kuppennahen Wassersäule
- H Typische Tiefe der kuppennahen Wassersäule
- f Coriolisparameter
- L Typische Breite der topographischen Struktur

(April/Mai 1994) und V153 (Juni/Juli 1995). Nach *White et al.* (1998) wurde für $H = 1000$ m und $L = 50$ km angenommen.

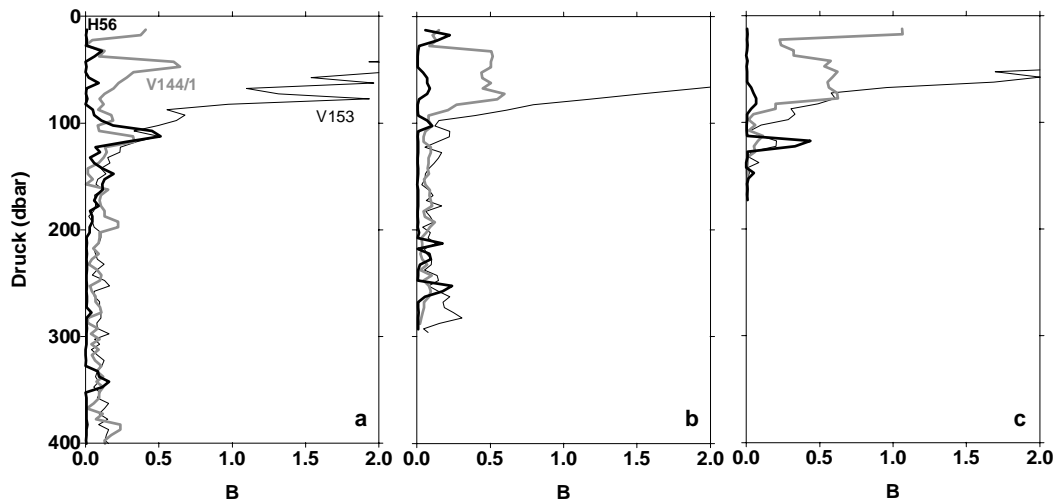


Abb. 5.13: Burger - Zahl B für Einzelprofile im Bereich des Kuppenplateaus der Porcupine - Bank entlang der Schnitte C (51.5°N) (a), D (52.5°N) (b) und E (53.5°N) (c) der Meßkampagnen H56, V144/1 und V153.

Der Einfluß der winterlichen Konvektion und anhaltenden Schlechtwettersituation auf die Intensität der oberflächennahen Schichtung resultiert im März/April 1994 in einer vertikal gemittelten Burger - Zahl von $B = 0.03$. Im April/Mai 1994 beträgt die typische Größenordnung der Burger - Zahl $B = 0.3$. Im Juni/Juli 1995 verursacht die sommerliche Erwärmung der oberflächennahen Wassersäule eine Zunahme der Burger - Zahl auf eine Größenordnung von $B \approx 1.3$ mit Werten zwischen $B = 2$ und $B = 5$ innerhalb der saisonalen Temperatursprungschicht. In diesem Zusammenhang unterscheidet *Hogg* (1973) (Tab. 5.2) verschiedene Fälle von B relativ zur Rossby - Zahl $Ro = \frac{U}{fL}$ (U = typische Geschwindigkeit der Grundströmung). Für die Porcupine - Bank ergibt sich für $U = 10 \text{ cms}^{-1}$ als mittlere Grundströmung ein mittlerer Wert von $Ro = 0.02$.

Im März/April 1994 liegt B damit in der Größenordnung der Rossby - Zahl und charakterisiert nach der Definition von *Hogg* (1973) eine schwache Schichtung. Die Situation im April/Mai 1994 repräsentiert eine moderate Schichtung. Im Juni/Juli 1995 erreicht die Intensität Schichtung innerhalb der Temperatursprungschicht ein Maximum. Unterhalb

B	Schichtung
$B \ll Ro$	sehr schwach
$B \sim Ro$	schwach
$Ro < B < 2$	moderat
$B > 2$	stark

Tab. 5.2: Klassifikation der Intensität der Schichtung relativ zur Rossby - Zahl Ro und Burger - Zahl B (nach *Hogg, 1973*).

der Eindringtiefe der sommerlichen Erwärmung entsprechen die typischen Größenordnungen der Burger - Zahl mit $B = 0.2 - 0.3$ den Werten der Beobachtungen im April/Mai 1994. Bei schwacher bis moderater Schichtung ist die Bildung einer Taylor - Kappe in erster Linie abhängig vom Verhältnis der Kuppenhöhe zur maximalen Wassertiefe ($\delta = \frac{h}{H}$) sowie der Rossby - Zahl und läßt sich auf die Theorie einer idealen Taylor - Säule zurückführen. *Johnson* (1978) präsentiert für diesen Fall einen theoretischen Ansatz, wonach die Bildung einer Taylor - Kappe nur unterhalb einer kritischen Rossby - Zahl $Ro_c = 0.5\delta(1 - 0.5\delta)$ möglich ist. Dieser Ansatz definiert die Stärke der Strömung, bei der Wasserteilchen innerhalb einer geschlossenen Zirkulationszelle über einem achsensymmetrischen, isolierten, unterseeischen Rücken beliebiger Höhe gefangen bleiben ($Ro \ll Ro_c$). Phasen stärkerer Anströmung ($Ro > Ro_c$) führen zu einer Ablösung der Anomalie als isolierter Wirbel (*Chapman und Haidvogel, 1992*). Im Fall der Porcupine - Bank beträgt die kritische Rossby - Zahl $Ro_c = 0.2$ für ein mittleres $\delta = 0.6$. Somit ist nach diesem Ansatz in allen Beobachtungszeiträumen das Kriterium $Ro \ll Ro_c$ erfüllt und die Ausbildung einer Taylor - Kappe von der Kuppenspitze bis zur Meeresoberfläche möglich. *Owens und Hogg* (1980) zeigten, daß im Fall einer starken Schichtung die Aufwölbung des Massenfeldes über einer achsensymmetrischen, isolierten Bank von der Kuppenspitze bis zu einer bestimmten Höhe exponentiell abnimmt. Diese Höhe ist definiert durch $h_e = \frac{Lf}{N}$. Die im Juni/Juli 1995 beobachtete Ausbildung einer stabilen Deckschicht führt zu mittleren Werten der Stabilitätsfrequenz in der Größenordnung von $N = 0.03 \text{ s}^{-1}$ und damit zu einer mittleren maximalen Amplitude der Aufwölbung von $h_e \approx 190 \text{ m}$. Dieses Ergebnis stimmt sehr gut mit den Beobachtungen überein und zeigt, daß die Intensität der oberflächennahen Schichtung in diesem Zeitraum stark genug ist, um die Aufwölbung des Massenfeldes nachhaltig zu dämpfen. Diese theoretischen Betrachtungen wurden unter der Annahme einer idealen topographischen Struktur konstruiert. Die Geometrie der Porcupine - Bank ist jedoch vergleichsweise komplex und asymmetrisch und stimmt nur unzureichend mit den von *Johnson* (1978) und *Owens und Hogg* (1980) getroffenen Voraussetzungen überein. Somit können die Ergebnisse nur eine in erster Näherung gültige Abschätzung der Bedingungen für die Bildung einer Taylor - Kappe im Bereich der Porcupine - Bank liefern.

Ein weiterer Aspekt der kuppennahen Zirkulation resultiert aus der Existenz topogra-

phisch geführter Wellen, die im Fall der Resonanz mit einer periodischen Gezeit deutlich verstärkt werden können und zu einer mittleren, antizyklonalen Umströmung der Kuppe führen. Die Intensität der Umströmung ist abhängig von der Stärke der Schichtung und dem Gefälle der Kuppe. *Brink* (1989) untersuchte den Einfluß der Schichtung auf topographische Wellen an einem isoliertem Rücken. Im Fall einer schwachen Schichtung kann die Dynamik der Wellen als barotrop angesehen werden. Die horizontalen Geschwindigkeitskomponenten über dem Rücken sind an der Meeresoberfläche etwa 3% - 5% schwächer als über der Kuppenspitze und damit nahezu tiefenunabhängig. Mit zunehmender Intensität der Schichtung nimmt die Frequenz dieser Wellen stark zu und die Wellenenergie weist ein bodennahes Maximum auf. *Brink* (1989) führt die Anregung solcher, auf die unmittelbare Bodennähe beschränkte Strukturen weniger auf Effekte atmosphärischer Windfelder als vielmehr auf die Resonanz mit umgebenden ozeanischen Bewegungen zurück. In Meeresgebieten höherer Breiten, wo die Periode der Trägheitsschwingung $\frac{2\pi}{f} < 1$ Tag beträgt, können die beschriebenen Strukturen durch eintägige Gezeiten angeregt werden, wenn die Frequenz der eintägigen Gezeit im Frequenzbereich der topographischen Wellen liegt (*Brink*, 1989). *Beckmann* (1995) untersuchte, anhand von numerischen Prozeßstudien an einem achsensymmetrischen Rücken, die Abhängigkeit der Resonanz vom Gefälle des Rückens. Danach führt ein steiles Gefälle zu einer schwachen, ein flacheres Gefälle hingegen zu einer stärkeren Resonanz und somit zu einer stärkeren Umströmung des Rückens. Diese Erkenntnisse wurden durch Messungen und Modellstudien von *Brink* (1995) und *Beckmann und Haidvogel* (1997) am Fieberling Guyot, einer isolierten Kuppe im Nordostpazifik außerhalb des Einflußbereiches von ozeanischen Strömungen und Küsten, verifiziert. Die Ergebnisse zeigen eine erhebliche Verstärkung des eintägigen Gezeitensignals über der Kuppenspitze sowie eine über die Gezeitenperiode gemittelte, antizyklonale Restströmung im Bereich der Kuppenflanken. Die Amplitude dieser Restströmung liegt in der Größenordnung von etwa 20 cms^{-1} gegenüber einer Amplitude von 1 cms^{-1} der Anregung durch die eintägige Gezeit. Im Fall der Porcupine - Bank ist im Juni/Juli 1995 eine Verstärkung der aus den ADCP - Daten ermittelten Amplituden der eintägigen K_1 - Tide über dem Kuppenplateau ebenfalls erkennbar. Die analytische Gezeitenabschätzung aus den ADCP - Daten ist jedoch kein Ersatz für verankerte Langzeitströmungsmessungen, da die Messungen vom fahrenden Schiff aus durchgeführt wurden und somit keine Informationen über die vollen Gezeitenperioden an einem festen Ort zur Verfügung stehen. Trotz dieser Einschränkung zeigt die Struktur der gezeitenkorrigierten Restströmung im Bereich des flachen Kuppenplateaus der Porcupine - Bank entlang 53.5°N deutliche Charakteristika der unterschiedlichen resonanten Anregung topographischer Wellen. Die maximale Amplitude der Strömungsgeschwindigkeit ist über der östlichen Kuppenflanke um 5 cms^{-1} gegenüber der westlichen Kuppenflanke erhöht. Die antizyklonale Umströmung der Bank erfolgt somit asymmetrisch. Diese Asymmetrie kann demnach als direkte Folge der stark abweichenden Gefällegrade auf das jeweilige Resonanzverhalten an beiden Sei-

ten der Kuppe interpretiert werden. Zur genaueren Untersuchung der an der Porcupine - Bank relevanten Mechanismen sollen in Kap. 6 Prozeßstudien mit einem bereits von *Beckmann und Haidvogel* (1997) für die Simulation der Dynamik am Fieberling Guyot eingesetzten numerischen Strömungsmodell durchgeführt werden.

Der beobachtete Einschluß von kaltem, schweren Wasser über der Porcupine - Bank eröffnet die Frage nach seiner Herkunft und möglicher Austauschprozesse. Eine detaillierte Zusammenfassung und Interpretation relevanter Prozesse liefert Dooley (1984) auf der Basis klassischer ozeanographischer Beobachtungen an der Rockall - Bank. Dooley (1984) diskutiert in diesem Zusammenhang vor allem konvektive Umwälzung in Perioden winterlicher Abkühlung sowie Auftriebs - und Absinkphänomene an den Kuppenflanken als Prozesse, die für die beobachteten hydrographischen Strukturen verantwortlich sein können. Dooley (1984) identifizierte anhand der Beobachtungen an der Rockall - Bank winterliche Konvektion als verantwortlichen Mechanismus für den Transport von kaltem Oberflächenwasser in den Bereich der Kuppenspitze. Die Messungen an der der Porcupine - Bank scheinen Dooley's Beobachtungen zu bestätigen. Die im März/April 1994 zu beobachtende schwache Schichtung sowie die über die gesamte Wassersäule ausgedehnte Aufwölbung der Isothermen über der Bank kennzeichnet den Einfluß winterlicher Abkühlung der oberflächennahen Wassermassen und einen damit verbundenen konvektiven Vertikaltransport von kaltem Oberflächenwasser. Die Sauerstoffmessungen im Juni/Juli 1995 zeigen oberhalb des Sauerstoffminimums über der Kuppenspitze ein gegenüber den umgebenden ozeanischen Wassermassen relatives Sauerstoffmaximum, was ebenfalls auf konvektiv gebildetes Wasser in diesem Bereich hindeutet. Einen vergleichbaren Effekt bewirkt ein längerperiodisches, lokal starkes atmosphärisches Windfeld. Die Auswirkungen sind entlang Schnitt E im März/April 1994 östlich der der Porcupine - Bank sichtbar. Die anhaltende Schlechtwetersituation mit kontinuierlichen West - bis Südwestwinden in Sturmstärke führt zu einer homogenen Durchmischung der oberen Wassersäule im Bereich des Kuppenplateaus und der Kuppenflanken der Bank.

In den flachen Gebieten der der nördlichen Porcupine - Seabight sind die Eigenschaften der Wassermassen über der Porcupine - Bank nur als isolierte Zellen im Bereich der östlichen Kuppenflanken identifizierbar. Die Existenz dieser Zellen deutet auf ein Absinken von kaltem, schwerem Wasser der Porcupine - Bank entlang der östlichen Kuppenflanken hin. Dieser Vorgang wird als Kaskadierung bezeichnet und kann als spezielle Form eines Absinkprozesses angesehen werden, die im Regelfall in Schelfgebieten beobachtet wird. Kaskadierung erfolgt, wenn Wassermassen auf dem flachen Schelf im Winter auf im Vergleich zu ozeanischen Wassermassen niedrigere Temperaturen und höhere Dichtewerte abgekühlt werden. In diesem Fall entsteht unter dem Einfluß von Schwerkraft und Bodenreibung eine hangabwärts gerichtete Strömung (*Huthnance, 1995; Hill et al., 1998*).

Huthnance (1995) diskutiert dieses Phänomen im Zusammenhang mit Beobachtungen an der Rockall - Bank und kommt zu dem Schluß, daß die Tendenz von Wassermassen zur Bildung von Kaskaden von topographisch erzwungenen Vertikalbewegungen der umgebenden ozeanischen Wassermassen balanciert wird. Die im Bereich der steilen Kuppenflanken westlich der Porcupine - Bank beobachtete Struktur der Isopyknen deutet auf Auftriebseffekte hin, die einen hangabwärtigen Transport von kaltem Wasser hoher Dichte über der Bank verhindern. In den flachen Gebieten der nördlichen Porcupine - Seabight finden sich hingegen deutliche Hinweise kalten Wassers hoher Dichte entlang der östlichen Kuppenflanken, was auf kontinuierlich auftretende Kaskaden in diesem Bereich schließen läßt. Unter bestimmten Voraussetzungen können somit lokale, kleinskalige Austauschprozesse zwischen Wassermassen über der Bank und den schelfnahen Ozeanregionen stattfinden.

5.5 Zusammenfassung

Zur Untersuchung von Anomalien des Massen- und Strömungsfeldes im Bereich der Porcupine - Bank auf der Grundlage von CTD - und ADCP - Messungen können folgende Ergebnisse zusammengefaßt werden:

- Das Temperatur- und Dichtefeld ist im Bereich der Porcupine - Bank in allen Beobachtungszeiträumen durch eine auffällige Deformation der Isothermen und Isopyknen in Verbindung mit einem Einschluß kalten Wassers hoher Dichte über dem Kuppenplateau charakterisiert. Die Amplitude der Deformation ist umgekehrt proportional zur Intensität der Schichtung.
- Die Auswertung der geostrophischen Berechnungen und der ADCP - Messungen vom Juni/Juli 1995 zeigt eine antizyklonale, bodenintensivierte Zirkulationszelle über der Bank, die sowohl für die Existenz einer Taylor - Kappe, als auch für die Restströmung nach einer resonanten Anregung topographischer Wellen durch eine periodische Gezeitenströmung charakteristisch ist. Dabei ist die Intensität und räumliche Ausdehnung der Zelle in erster Linie von den jeweiligen Schichtungsverhältnissen und dem zonalen Gefälle zu beiden Seiten der Kuppe abhängig.
- Empirische Kriterien für die Bildung einer Taylor - Kappe an achsensymmetrischen Kuppen sind an der Porcupine - Bank erfüllt. Aufgrund der starken zonalen Unterschiede der Kuppengeometrie können diese Kriterien im Fall der Porcupine - Bank jedoch nur in erster Näherung als gültig angesehen werden.
- Im Bereich des flachen Kuppenplateaus entlang 53.5°N zeigen die ADCP - Messungen im Juni/Juli 1995 eine auffällige Asymmetrie der Zirkulationszelle mit Geschwindigkeiten bis zu 13 cm s^{-1} über der steilen Westflanke bzw. 17 cm s^{-1} über der flachen Ostflanke. Der barotrope Strömungsanteil beträgt hier 7 cm s^{-1} bzw. 11 cm s^{-1} . Diese Beobachtungen lassen zumindest in diesem Zeitraum auf eine resonante Anregung topographischer Wellen durch periodische Gezeiten als dominanten Mechanismus schließen.

6. Numerische Prozeßstudien zur Zirkulation an der Porcupine - Bank

In diesem Kapitel werden anhand von Simulationen mit einem numerischen Strömungsmodell verschiedene Mechanismen untersucht, die für die Entstehung der in Kap. 5 beschriebenen Anomalien des Dichte- und Strömungsfeldes im Bereich der Porcupine - Bank verantwortlich sein könnten. Nach einer allgemeinen Einführung in das Modell wird zunächst die Modellkonfiguration vorgestellt. Danach erfolgt eine detaillierte Beschreibung der durchgeführten Modellexperimente. Abschließend werden die Modellergebnisse mit den Ergebnissen der Messungen verglichen.

6.1 Einführung

In Kap. 5 wurden Aspekte der Wechselwirkung zwischen Bodentopographie und der umgebenden ozeanischen Strömung an der Porcupine - Bank auf der Basis von CTD - und ADCP - Messungen diskutiert. Die Meßergebnisse zeigen eine auffällige Anomalie des Temperatur- und Dichtefeldes in Form einer Aufwölbung der Isothermen und Isopyknen entlang der Kuppenflanken mit einem Einschluß von kaltem Wasser hoher Dichte über der Kuppenspitze. Das an die ADCP - Daten angepaßte geostrophische Strömungsfeld ist im Bereich des zentralen Kuppenplateaus der Porcupine - Bank nahe 53.5°N durch eine asymmetrische, antizyklonale Rezirkulation über den Kuppenflanken charakterisiert. Die Vertikalprofile der Strömungsgeschwindigkeiten weisen im Bereich der westlichen Kuppenflanke eine bodenintensivierte Strömungsamplitude mit Maximalwerten von etwa 13 cm s^{-1} auf, während das bodennahe Geschwindigkeitsmaximum über der östlichen Kuppenflanke bei etwa 17 cm s^{-1} liegt. In Richtung der Kuppenzentrums nehmen die Strömungsgeschwindigkeiten bis zu einer bewegungslosen Zone ab. Im Bereich der östlichen Kuppenflanke ist zusätzlich eine Verstärkung der Amplitude der wichtigsten ganztägigen Gezeit K_1 auf etwa 8 cm s^{-1} gegenüber Werten von 2 cm s^{-1} außerhalb der Kuppenregion zu beobachten. Ein vergleichbares Signal ist für die M_2 - Tide nicht eindeutig erkennbar. In Kap. 5 wurde beschrieben, daß diese Merkmale im geschichteten Ozean sowohl auf die Existenz einer Taylor - Kappe für den Fall einer zeitunabhängigen Anströmung, als auch auf die Anregung topographischer Wellen durch Resonanz mit einer periodischen Gezeitenströmung zurückzuführen sind. Die Bildung einer Taylor - Kappe resultiert aus der Anströmung eines unterseeischen Rückens durch eine gleichförmige, mittlere Grundströmung. Resonant angeregte topographische Wellen als primärer Bildungsmechanismus sind hingegen dann wahrscheinlich, wenn die Amplitude eines periodischen Gezeitensignals über eine mittlere

Grundströmung dominiert. Der für die Situation an der Porcupine - Bank relevante Mechanismus ist allein aus den Beobachtungen nicht eindeutig zu bestimmen. Beide Mechanismen erzwingen eine Aufwölbung des Massenfeldes und eine antizyklonale Umströmung der Bank. Die beobachtete Verstärkung des eintägigen Gezeitensignals kann hingegen als Hinweis für die Anregung topographischer Wellen interpretiert werden. Die harmonische Analyse von Gezeiteninformationen aus schiffsgestützten ADCP - Messungen stellt dabei jedoch eine erhebliche Einschränkung gegenüber stationären Strömungsmessungen dar, da keine Informationen über die volle Gezeitenperiode an einem festen Ort zur Verfügung stehen. Darüberhinaus verdeutlichen die Messungen im März/April 1994, daß ausreichend starke atmosphärische Windfelder die domartige Struktur des Massenfeldes über der Kuppenspitze zerstören können und damit einen limitierenden Faktor für die Persistenz der Anomalie darstellen.

Bisherige Modellstudien konzentrierten sich überwiegend auf Experimente an isolierten Kuppen, z.B. der Rockall - Bank (*Chapman*, 1989) im Nordostatlantik oder Fieberling - Guyot im Nordostpazifik (*Beckmann und Haidvogel*, 1997). Die Besonderheit der Topographie der Porcupine - Bank liegt in einem stark unregelmäßigen Profil im Bereich des zentralen Kuppenplateaus, das durch einen steilen Kontinentalabfall entlang der westlichen Kuppenflanke und durch eine flache Verbindung zwischen der östlichen Kuppenflanke und dem irischen Schelfrand gekennzeichnet ist (siehe Kap. 1). Im Rahmen dieser Arbeit wird anhand von numerischen Experimenten der Einfluß des unregelmäßigen Kuppenprofils der Porcupine - Bank auf das umgebende Dichtefeld und die kuppennahe Zirkulation für den realistischen Fall eines geschichteten Ozeans untersucht. Der Schwerpunkt liegt dabei auf Prozeßstudien zur Wechselwirkung zwischen der Topographie der Bank und unterschiedlichen Ausgangsströmungsfeldern in Abhängigkeit der beobachteten Schichtungsverhältnisse. Hierzu werden die Auswirkungen einer stetigen Anströmung bzw. einer periodischen Gezeitenströmung auf die kuppennahe Modellzirkulation eingehender untersucht. Ziel dieser Studien ist es, die wichtigsten Aspekte zur Dynamik der Antriebsmechanismen für die beobachteten Anomalien des Massen- und Strömungsfeldes im Bereich der Porcupine - Bank zu erarbeiten und die Modellergebnisse im Vergleich zu den Meßergebnissen zu bewerten.

6.2 Beschreibung des numerischen Modells

Die Grundlage der numerischen Experimente ist die aktuelle Version des dreidimensionalen Zirkulationsmodells SPEM (Sigma - coordinate Primitive Equation Model), das von *Haidvogel et al.* (1991) für die Modellierung spezieller regionaler Problemstellungen im Zusammenhang mit ungleichmäßiger Beckengeometrie und stark variabler, steiler Bodentopographie entwickelt wurde. Den Ausgangspunkt des Modells bilden die hydrosta-

tischen primitiven Bewegungsgleichungen, die mit einem finiten Differenzen - Verfahren auf einem geschachtelten ('C') Gitter (*Arakawa und Lamb, 1977*) gelöst werden. Dabei liegen die horizontalen Geschwindigkeitskomponenten u und v auf einer Ebene mit den Schichtungsvariablen potentielle Temperatur (Θ) und Salzgehalt (S) und sind zwischen den Eckpunkten einer Θ/S - Gitterbox definiert. Die Besonderheit von SPEM liegt in der Anpassung des vertikalen Modellgitters an den Verlauf der Bodentopographie. Starke Veränderungen der Bodentopographie werden über eine Transformation der z - Koordinaten in generalisierte σ - Koordinaten aufgelöst, die über die folgende Beziehung realisiert wird:

$$\sigma = F\left(\frac{z}{H}\right)$$

$z(x,y)$ Wassertiefe am Ort (x,y)
 $H(x,y)$ Tiefe des Meeresbodens am Ort (x,y)

Das vertikale σ - Koordinatensystem ist im Bereich $-1 \leq \sigma \leq 0$ definiert. Dabei beschreibt $\sigma = 0$ die obere Grenzfläche ($z = 0$), $\sigma = -1$ die untere Grenzfläche ($z = -H(x,y)$) des vertikalen Modellgitters. Das Modell prognostiziert die horizontalen Geschwindigkeitskomponenten sowie die Verteilung von T und S . Die Variable Ω repräsentiert die transformierte Vertikalgeschwindigkeit im σ - System und wird über die Kontinuitätsgleichung aus der Verteilung der horizontalen Geschwindigkeiten berechnet. Die Bestimmung der Dichte (ρ) erfolgt aus der Temperatur- und Salzgehaltsverteilung mittels der Zustandsgleichung, die Bestimmung des Drucks (p) mittels der hydrostatischen Grundgleichung. Die Meeresoberfläche wird als starre Fläche angenommen (rigid lid - Approximation). Diese Approximation erfordert, daß die vertikale Geschwindigkeit an der Meeresoberfläche verschwindet ($\Omega = 0$ bei $z = 0$) und unterdrückt somit alle Oberflächenschwerewellen mit ihren hohen Ausbreitungsgeschwindigkeiten. Die kinematische Randbedingung am Boden ist $\Omega = 0$. Eine detaillierte und aktualisierte Beschreibung des Gleichungssystems und der wesentlichen Eigenschaften von SPEM liefern *Haidvogel und Beckmann (1999)*. Eine ausführliche Dokumentation der wichtigsten Arbeitsschritte stammt von *Hedström (1994)*. Für die in dieser Arbeit durchgeführten Experimente wurde eine Modellversion gewählt, wie sie von *Beckmann und Haidvogel (1997)* erfolgreich für Studien am Fieberling - Guyot im Nordostpazifik eingesetzt wurde. Die Modellkonfiguration wurde dabei entsprechend den Gegebenheiten der Porcupine - Bank modifiziert.

6.3 Modellkonfiguration

Analog zu den Experimenten von *Haidvogel et al. (1993)* und *Beckmann und Haidvogel (1997)* entspricht die Grundkonfiguration des Modells einem in Nord - Süd - Richtung

periodischen, rechteckigen Kanal auf der f - Ebene. Die grundlegende Dimensionierung der Modelltopographie orientiert sich an der Originaltopographie des GEBCO - Datensatzes (*BODC*, 1994) zwischen 50.5°N und 56.5°N bzw. 10°W und 20°W . Die Modelltopographie ist stark idealisiert und wird über eine hyperbolische und Gauß - Funktion beschrieben:

$$H(x, y) = H_{min} + \frac{H_{max} - H_{min}}{2} \cdot (1 + \tanh((x - x_0)/L)) - H_{Bank} \cdot e^{(-\frac{y^2}{B_y^2} - \frac{x^2}{B_x^2})}$$

$H(x, y)$	Tiefe des Meeresbodens am Ort (x, y)
H_{min}	kleinste Tiefe des Meeresbodens (150 m)
H_{max}	größte Tiefe des Meeresbodens (4200 m)
x_0	Ursprung der Schelfhangtopographie
L	Längenskala der Neigung des Kontinentalhanges (130 km)
H_{Bank}	Höhe der Bank über dem Nullpunkt des \tanh (1280 m)
B_x	Typische Längenskala der Bank in Ost - West - Richtung (100 km) relativ zum Zentrum des Modellgebietes
B_y	Typische Längenskala der Bank in Nord - Süd - Richtung (125 km) relativ zum Zentrum des Modellgebietes

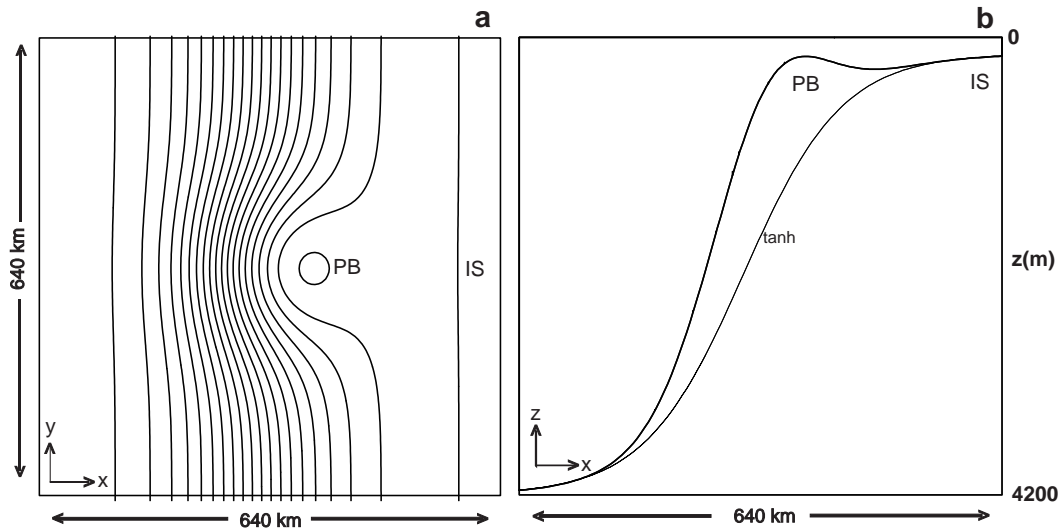


Abb. 6.1: Überblick der horizontalen (a) und vertikalen Modelltopographie auf einem Schnitt durch das Kuppenzentrum (b) (PB = Porcupine - Bank, IS = Irischer Schelf).

Abb. 6.1 liefert einen Überblick der horizontalen (a) und vertikalen Modelltopographie am Beispiel eines Ost - West - Schnittes durch das Kuppenzentrum (b). Die Modelltopographie wurde in Nord - Süd - Richtung stark vereinfacht und verläuft symmetrisch zum zentralen Kuppenplateau. Angrenzende topographische Erhebungen, z. B. das Rockall -

Plateau, wurden nicht berücksichtigt. Der irische Schelfrand liegt nördlich und südlich der Porcupine - Bank parallel zum östlichen Modellrand. Besonderes Augenmerk wurde auf eine möglichst realistische Darstellung der zonalen Asymmetrie der Bank gelegt. Diese Asymmetrie ist im Bereich des zentralen Kuppenplateaus durch einen steilen Kontinentalabfall in Richtung der Porcupine - Tiefsee - Ebene und eine relativ flache Verbindung mit dem irischen Schelfrand charakterisiert. Im Modell nimmt die Wassertiefe entlang der westlichen Kuppenflanke von etwa 170 m über der Kuppenspitze auf einer Längenskala von 130 km bis zur Maximaltiefe von 4200 m im tiefen Ozean kontinuierlich ab. Entlang der östlichen Kuppenflanke erfolgt entlang derselben Längenskala eine Abnahme von 170 m auf 290 m. Die Steigung der westlichen Kuppenflanke beträgt somit 3.2%, die Steigung der östlichen Kuppenflanke hingegen etwa 1%. Diese Werte entsprechen in guter Näherung den realistischen Abmessungen der Bankgeometrie. Eine Einschränkung bildet die Begradigung des Schelfrandes, wodurch die östliche Kuppenflanke gegenüber der Originaltopographie etwas stärker abgeflacht wird.

Das Modellgebiet umfaßt insgesamt 640 km x 640 km und ist in West - Ost - Richtung durch feste Ränder begrenzt. In Nord - Süd - Richtung ist das Modellgebiet periodisch. Damit betragen die Abmessungen des Kanals mehr als das 10 - fache des Durchmessers der Kuppe, womit nennenswerte Einflüsse der seitlichen Ränder auf das Modellinnere ausgeschlossen werden können (*Beckmann und Haidvogel, 1997*). Das horizontale Modellgitter besteht aus 128 x 128 Gitterpunkten mit einem äquidistanten Gitterabstand von 5 km. Die vertikale Auflösung des Modellgitters umfaßt 15 Schichten. Abb. 6.2 zeigt eine schematische Darstellung der vertikalen Modellschichten entlang des Ost - West - Schnittes durch das Kuppenzentrum. Die Transformation in σ - Koordinaten gewährleistet eine hohe vertikale Auflösung in den flachen Regionen des Modellgebietes. Im Bereich der Kuppenspitze und des Schelfrandes beträgt der vertikale Gitterabstand etwa 10 m. In den tiefen ozeanischen Regionen des Modellgebietes vergrößert sich der Gitterabstand auf 170 m an der Meeresoberfläche und am Meeresboden und 300 m in den mittleren Schichten.

Im Vordergrund der Modellexperimente steht die Untersuchung kleinräumiger Zirkulationsphänomene in unmittelbarer Umgebung der Kuppenregion. Deshalb ist die Vernachlässigung der Breitenabhängigkeit des Coriolisparameters f , wodurch die Erzeugung von planetarischen Rossby - Wellen ausgeschlossen wird, gerechtfertigt. Der gesamte Kanal rotiert somit mit einem konstanten Coriolisparameter $f = 1.172 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$, ein Wert, der die geographische Lage des zentralen Kuppenplateaus der Porcupine - Bank bei 53.5°N repräsentiert. An den seitlichen Rändern des Kanals wird eine sog. free slip - Bedingung verwendet. Diese Bedingung erlaubt Geschwindigkeiten parallel zu den festen Rändern an der Grenzfläche zwischen Land und Wasser. Diese Randbedingung minimiert den Einfluß der Modellränder auf die Kuppenregion, wo das Hauptinteresse der Untersuchungen liegt.

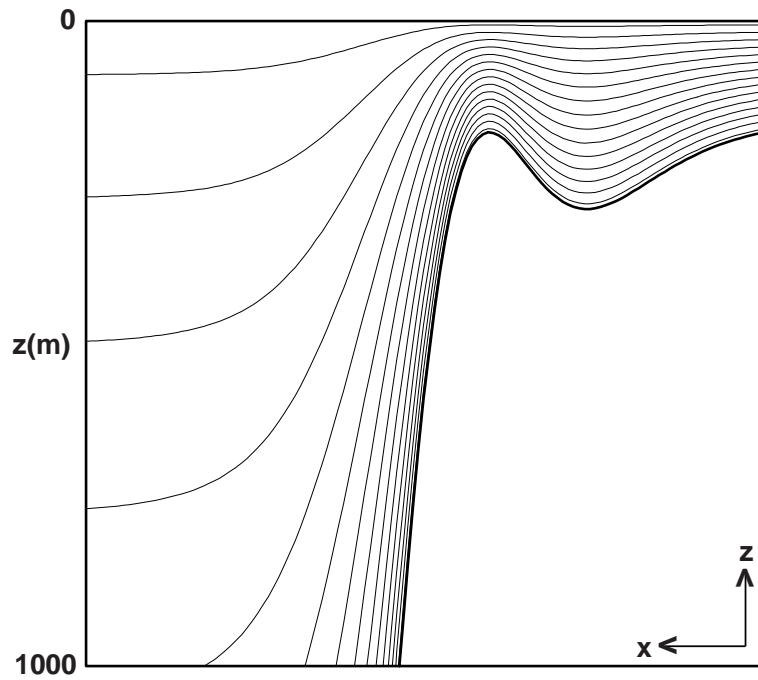


Abb. 6.2: Lage der vertikalen Modellschichten im Bereich des Kuppelzentrums der Porcupine - Bank im Tiefenintervall 0 m - 1000 m.

Austauschprozesse, die vom Modellgitter nicht mehr aufgelöst werden können, werden mittels eines biharmonischen Reibungsansatzes parametrisiert. Die horizontalen Austauschkoefizienten für Impuls und Dichte werden als konstant angenommen und betragen $2.5 \cdot 10^8 \text{ m}^4 \text{ s}^{-1}$. Der horizontale Impulsaustausch erfolgt entlang von σ -Flächen, der laterale Dichteaustausch entlang von Geopotentialflächen. Die Vermischung der Dichte entlang von Geopotentialflächen soll verhindern, daß in Regionen mit steiler Bodentopographie Wasser aus stark unterschiedlichen Tiefen ausgetauscht wird. Für eine zusätzliche Dissipation kinetischer Energie sorgt ein linearer Bodenreibungsterm. Dieser Term wirkt auf die Geschwindigkeit des jeweils bodennächsten Gitterpunktes, der Koeffizient beträgt $2.5 \cdot 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$. Dieser Wert wird von *Haidvogel und Beckmann* (1999) als typisch für mittlere Breiten angegeben. Aufgrund der hydrostatischen Approximation müssen Konvektionsprozesse, die im realen Ozean eine vertikale Vermischung bei statischer Instabilität der Wassersäule einleiten, im Modell parametrisiert werden. Das verwendete Schema basiert auf einem Vertikalvermischungsansatz von *Pacanowski und Philander* (1981), wonach im Fall einer negativen Stabilitätsfrequenz, als Kriterium für eine instabile Schichtung, der vertikale Austausch auf $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ erhöht wird. Jede Modellrechnung beginnt im Ruhezustand. Der Zeitschritt der Modellintegration beträgt 432 s (200 Zeitschritte / Tag), die Gesamtintegrationszeit 20 Tage.

6.4 Thermodynamische Effekte und Antrieb des Modells

In diesem Abschnitt wird die Realisierung der den Modellexperimenten zugrundeliegenden Schichtungsverhältnisse und Antriebsmechanismen vorgestellt. Die Anfangsdichteverteilung und der Strömungsantrieb orientiert sich dabei an den in Kap. 5 beschriebenen Verhältnissen in der kuppennahen Wassersäule.

6.4.1 Dichteverteilung

Thermodynamische Effekte werden im Modell durch eine lineare Zustandsgleichung für die Dichte beschrieben. Die Dichteschichtung der jeweiligen Modellexperimente wird weitestgehend an die Situation im Bereich des zentralen Kuppenplateaus während der Meßkampagnen H56 (März/April 1994), V144/1 (April/Mai 1994) und V153 (Juni/Juli 1995) angepaßt. Aufgrund der geringen Höhe des Kuppenplateaus können vor allem Einflüsse der oberflächennahen Dichtegradienten auf die kuppennahe Zirkulation erwartet werden. Im März/April 1994 ist die oberflächennahe Wassersäule, bedingt durch den nachhaltigen Einfluß der winterlichen Konvektion in Verbindung mit starken Sturmereignissen, nahezu homogen durchmischt. Im April/Mai 1994 ist hingegen eine deutliche Intensivierung der vertikalen Schichtung zu beobachten, die im Juni/Juli 1995 mit Ausbildung der sommerlichen Temperatursprungschicht ein Maximum erreicht (siehe Kap. 5). Ausgehend von diesen Beobachtungen wird in den Simulationen zwischen einer schwach, moderat und stark geschichteten Wassersäule unterschieden. Die jeweiligen Schichtungsverhältnisse werden im Modell gegenüber den Beobachtungen stark vereinfacht und über eine räumlich gleichförmige Dichteverteilung dargestellt, die in Form einer Exponentialfunktion approximiert wird:

$$\rho(z) = \rho_H - \Delta_z \cdot e^{-(z/z_r)}$$

$\rho(z)$	Referenzdichte in σ_0 - Einheiten (kgm^{-3})
ρ_H	Dichte am Meeresboden ($H = 4200$ m) in σ_0 - Einheiten (kgm^{-3})
Δ_z	Dichtedifferenz zwischen der Meeresoberfläche und der maximalen Wassertiefe ($H = 4200$ m)
z_r	Skala für den Gradienten der Exponentialfunktion (umgekehrt proportional zur Intensität der Schichtung)

Die einzelnen Parameter der Exponentialfunktion wurden so gewählt, daß eine möglichst gute Annäherung an die Beobachtungen erreicht werden konnte. Die Bemühungen konzentrierten sich dabei vor allem auf eine möglichst realistische Wiedergabe der beobachteten

vertikalen Dichtegradienten. Als Anhaltspunkt der Größenordnung der Parameter ρ_H und Δ_z dienten typische Dichteprofile aus den genannten Beobachtungszeiträumen. Die Validierung der vertikalen Struktur und Intensität der Schichtung wurde über die Auswertung von Verteilungen der Burger - Zahl B von Stationen im Bereich des zentralen Kuppenplateaus der Porcupine - Bank durchgeführt. Tab. 6.1 liefert einen Überblick der Struktur der Exponentialfunktion $\rho(z)$ sowie der zugehörigen Burger - Zahl B (Mittelwert der oberen 200 m der Wassersäule) aus der Dichteschichtung des Modells und von Vergleichsmessungen in den entsprechenden Beobachtungszeiträumen. Die Größenordnungen der einzelnen Parameter der Burger - Zahl B wurden den Berechnungen in Kap. 5 entnommen. Die Klassifizierung der Schichtungsintensität erfolgte nach *Hogg* (1973) relativ zur Rossby - Zahl $Ro = 0.02$ (siehe Kap. 5). Abb. 6.3 zeigt die Vertikalverteilung der Burger - Zahl B im Modell und in Beobachtungen für die jeweiligen Schichtungsverhältnisse in den oberen 200 m der Wassersäule sowie die vertikale Struktur des Referenzdichtefeldes $\rho(z)$ in den oberen 1000 m der Wassersäule.

Zur besseren Unterscheidung der 3 Fälle im Modell wird die Struktur der Referenzdichtefelder gegenüber den Beobachtungen stärker idealisiert. Dies betrifft vor allem die Darstellung einer schwachen und starken Schichtung. Für den Fall einer schwachen Schichtung wurde die gesamte Wassersäule als nahezu homogen durchmischt angenommen. Für die Simulation einer starken Schichtung wurde die negative Steigung der Exponentialfunktion so gewählt, daß die größten Dichtegradienten in den oberen 200 m der Wassersäule auftreten. Die Wahl eines räumlich gleichförmigen Referenzdichtefeldes bildet eine deutliche Vereinfachung gegenüber den Beobachtungen und berücksichtigt nicht die Unterschiede der thermohalinen Struktur in den tieferen Schichten der Regionen westlich der Porcupine - Bank und der Porcupine - Seabight. Da sich die Modellexperimente in erster Linie auf Prozeßstudien der kuppennahen Zirkulation konzentrieren, erscheint diese Vereinfachung jedoch als gerechtfertigt.

$\rho(z)$	B (Modell)	B (Beobachtungen)	Schichtungsintensität
$27.4 - 0.05 \cdot e^{-z/500m}$	0.02	0.05	schwach
$27.9 - 0.8 \cdot e^{-z/500m}$	0.3	0.4	moderat
$27.9 - 1.5 \cdot e^{-z/200m}$	1.3	1.6	stark

Tab. 6.1: Struktur des Referenzdichtefeldes ρ_z und der vertikal integrierten Burger - Zahl B der Modellschichtung und aus Beobachtungen in den oberen 200 m der Wassersäule. Die Klassifizierung der Schichtungsintensität erfolgt relativ zur Rossby - Zahl $Ro = 0.02$ (nach *Hogg*, 1973).

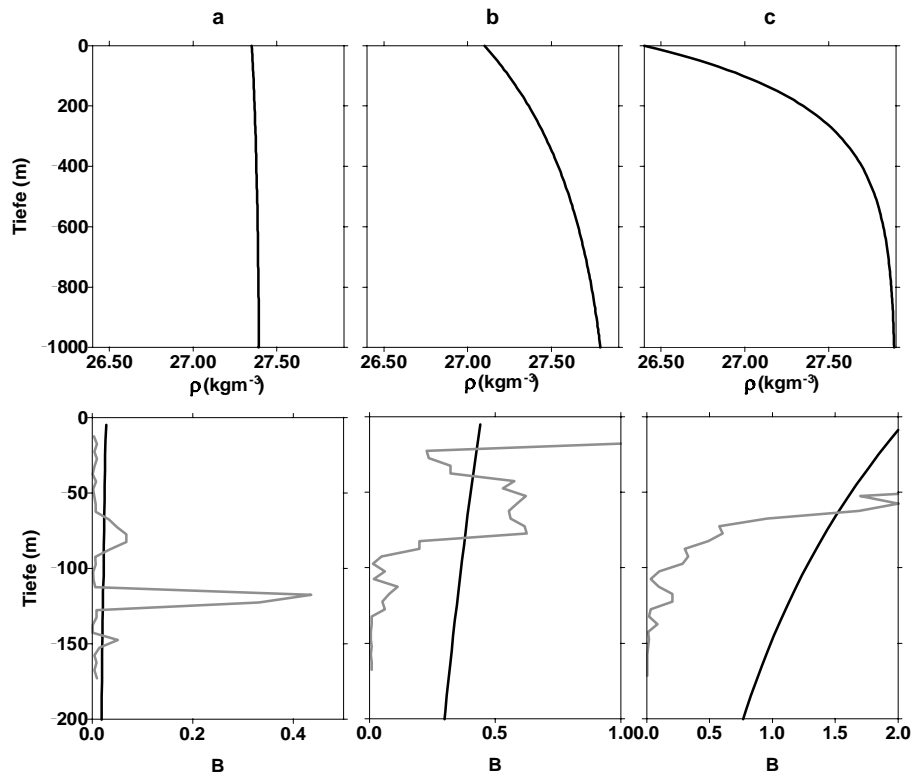


Abb. 6.3: Vertikale Struktur der Burger - Zahl B des Modells und der Beobachtungen für eine schwache (a), moderate (b) und starke (c) Schichtung im Tiefenbereich 0 m - 200 m sowie des zugrundeliegenden Referenzdichtefeldes $\rho(z)$ im Tiefenbereich 0 m - 1000 m.

6.4.2 Antrieb des Modells

Die grundlegenden Wechselwirkungen zwischen Bodentopographie und umgebender Strömung an unterseeischen Rücken basieren im wesentlichen auf zwei Aspekten, der Bildung einer Taylor - Kappe bei konstanter Anströmung und der resonanten Anregung topographischer Wellen durch eine periodische Gezeitenströmung. Die Eigenfrequenz topographischer Wellen an unterseeischen Rücken und Kuppen liegt unterhalb der Trägheitsfrequenz (*Haidvogel und Beckmann, 1999*). Somit ist eine Anregung dieser Wellen vor allem durch eintägige Gezeiten möglich.

Zur Untersuchung der Auswirkungen dieser Antriebsmechanismen auf die Zirkulation an der Porcupine - Bank wird das Modell zum einen durch eine stetige, zum anderen durch eine zeitlich veränderliche Strömung angetrieben. Eine stetige Anströmung der Bank wird durch die Vorgabe eines Anfangswertes für die barotrope Stromfunktion Ψ als Randbedingung am westlichen Rand des Kanals approximiert. Der Fluß durch den Kanal wird von Süden nach Norden angenommen und entspricht damit einem polwärtigen östlichen Randstrom, wie er typisch für das europäische Schelfrandgebiet ist (Abb. 6.4 a). Die

barotrope Stromfunktion Ψ hat in diesem Fall die Form:

$$\Psi(x = L_x, t) = u_0 \cdot L_x \cdot H_{max} \cdot \tanh(t/3Tage)$$

L_x	Breite des Kanals in Ost - West - Richtung (640 km)
t	Modellzeit
$\Psi(x = L_x, t)$	Barotrope Stromfunktion zum Zeitpunkt t (Sv)
u_0	Strömungsamplitude
H_{max}	Tiefe des Meeresbodens (4200 m)

Für die Amplitude der Strömungsgeschwindigkeit u_0 wird ein konstanter Wert von 10 cms^{-1} vorgegeben, der eine typische Größenordnung innerhalb der oberflächennahen Wassersäule im Bereich der tiefen ozeanischen Regionen westlich der Porcupine - Bank darstellt. Die deutlich niedrigeren Strömungsgeschwindigkeiten der nördlichen Porcupine - Seabight werden im Modell nicht berücksichtigt.

Die Einführung einer barotropen Stromfunktion vereinfacht das Problem der Darstellung periodischer Gezeiten in einem rigid lid - Modell auf eine unidirektionale barotrope Strömung, die ihre Richtung periodisch ändert. Für eine zeitlich veränderliche Strömung ergibt sich die barotrope Stromfunktion Ψ somit als:

$$\Psi(x = L_x, t) = u_0 \cdot L_x \cdot H_{max} \cdot \sin(2\pi t/T_G) \cdot \tanh(t/3Tage)$$

Zur Simulation eines eintägigen Gezeitenantriebs wird die Gezeitenperiode auf $T_G = 1$ Tag gesetzt. Als Größenordnung der Strömungsamplitude u_0 wird ein Wert von 1 cms^{-1} festgelegt. Dieser Wert entspricht den Angaben von *White et al. (1997)* und *Pingree et al. (1996)* aus verankerten Strömungsmessungen westlich der Porcupine - Bank und in der Goban - Spur Region (siehe Kap. 5). Die Gezeitenschwingung erfolgt in Nord - Süd - Richtung parallel zu den festen Rändern des Modellkanals (Abb. 6.4 b). Ausgehend vom Ruhezustand wird der Antrieb über 3 Tage kontinuierlich erhöht. Dieses Verfahren dient dazu, die Trägheitsschwingungen des Modells als Reaktion auf ein plötzliches Einsetzen des Antriebs zu reduzieren. Nach einer zeitlichen Modellintegration von 15 Tagen entwickelt der Antrieb seine volle Stärke. Nach diesem Zeitraum wird für eine stetige Anströmung ein stationärer Zustand, für eine periodische Anströmung ein stationärer Zustand über eine jeweilige Gezeitenperiode erreicht.

Die beschriebene Konfiguration des Antriebs bedeutet eine erhebliche Idealisierung. Wind- einfluß und halbtägige Gezeiten werden nicht behandelt, ebensowenig wird im Fall der stetigen Anströmung der Bank eine vertikale und horizontale Strömungsscherung nicht berücksichtigt.

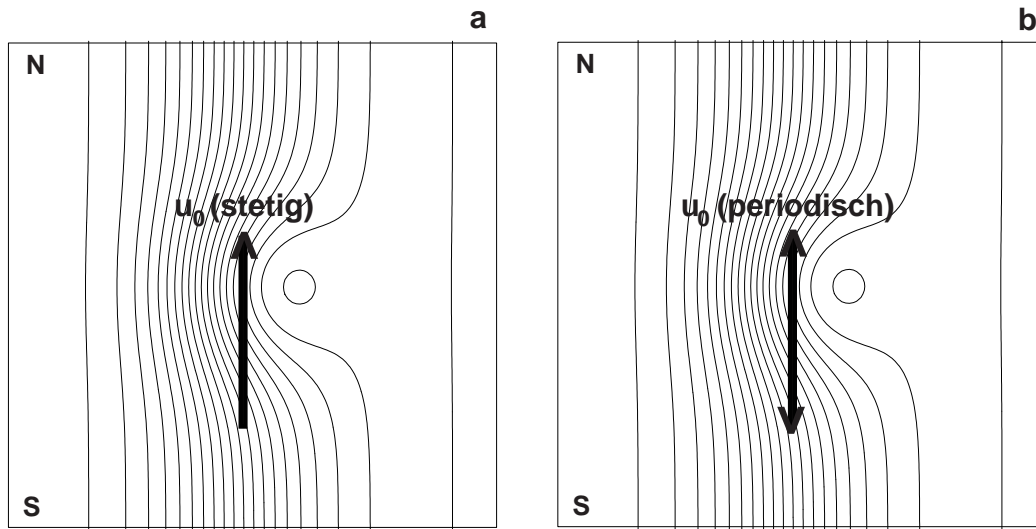


Abb. 6.4: Schematische Darstellung des Strömungsantriebs im Modell für eine stetige Anströmung der Bank (a) und eine zeitlich veränderliche Strömung (b).

6.5 Simulation des Einflusses der Schichtung auf die kuppennahe Zirkulation

In diesem Abschnitt werden Modellexperimente vorgestellt, die das Ziel haben, die Auswirkungen unterschiedlicher Schichtungsverhältnisse auf die kuppennahe Zirkulation zu simulieren. Die Wechselwirkung zwischen der Banktopographie und umgebenden Strömungen wird dabei für die Fälle einer stetigen Anströmung der Bank, einer periodischen Gezeitenströmung und der Kombination aus stetiger Anströmung und periodischem Gezeitensignal untersucht. Die Schichtungsverhältnisse werden analog zu Abschnitt 6.4.1 für Burger - Zahlen von $B = 0.04$ (schwache Schichtung), $B = 0.3$ (moderate Schichtung) und $B = 1.2$ (starke Schichtung) variiert. Die Burger - Zahlen repräsentieren jeweils die Intensität der Schichtung innerhalb der kuppennahen Wassersäule. Die Ergebnisse dieser Simulationen werden nach einer zeitlichen Modellintegration von 20 Tagen ausgewertet. Dabei werden für eine stetige Anströmung Momentaufnahmen von Tag 21 gezeigt, während für eine periodische Gezeitenströmung die Restströmungen aus der zeitlichen Mittelung über Tag 21 präsentiert werden.

6.5.1 Stetige Anströmung der Bank

Wie im vorhergehenden Abschnitt beschrieben, wird eine stetige Anströmung der Bank durch die Definition der barotropen Stromfunktion Ψ am südlichen Eingang des Modellkanals approximiert. Die Strömungsgeschwindigkeit der Anregung beträgt 10 cm s^{-1} . Zunächst wird der grundlegende Bildungsmechanismus einer Taylor - Kappe, ausgehend vom Ruhezustand, analysiert. Danach werden die Modellsimulationen zum Einfluß varia-

bler Schichtungsverhältnisse durchgeführt. Zur besseren Übersicht werden die Ergebnisse aus diesen Experimenten nur für einen Teil des Modellgebietes gezeigt.

Unmittelbare Reaktion der kuppennahen Zirkulation auf eine einsetzende stetige Anströmung

Vor der Auswertung der Modellergebnisse nach Erreichen eines stationären Zustandes wird zunächst die unmittelbare Reaktion der kuppennahen Zirkulation auf eine einsetzende stetige Anströmung der Bank untersucht. Dieses Experiment wird für den Fall einer schwach geschichteten Wassersäule durchgeführt. Trifft die ankommende Strömung auf die Bank, wird die Wassersäule zunächst stark komprimiert. Aufgrund der Erhaltung der potentiellen Vorticity muß die Abnahme der Wassertiefe bei konstantem Coriolisparameter durch einen Zugewinn an negativer (antizyklonaler) relativer Vorticity ausgeglichen werden. Nach Überströmen der Bank wird die Wassersäule wieder gestreckt. Die Zunahme der Wassertiefe erzwingt die Bildung positiver (zyklonaler) relativer Vorticity. Bei diesem Vorgang bilden sich zwei Wirbel mit gegenläufiger Rotation über der Bank aus. *Huppert und Bryan* (1976) und *Verron und Le Provost* (1985) zeigen, daß im weiteren Verlauf der Anströmung die kuppennahe Zirkulation durch zwei Effekte beeinflußt wird, die aus der Wechselwirkung zwischen der Amplitude der Anströmung und der Höhe der Kuppe resultieren. Entweder wird der zyklonale Wirbel durch die Anströmung von der Kuppe abgelöst oder beide Wirbel interagieren und bleiben im Bereich der Kuppe gefangen. In einer Studie an einer hohen rotationssymmetrischen Kuppe ($\delta = 0.9$) zeigten *Chapman und Haidvogel* (1992), daß beide Wirbel zunächst im Uhrzeigersinn um die Kuppe wandern. Während der antizyklonale Wirbel über der Kuppenspitze bleibt und die eigentliche Taylor - Kuppe erzeugt, wird der zyklonale Wirbel nach kurzer Zeit von der Kuppe abgelöst und stromabwärts transportiert. Im Fall einer flachen Kuppe ($\delta < 0.4$) hingegen bleiben die Signale beider Wirbel eindeutig nachweisbar und auf die Kuppenflanken beschränkt. Es erfolgt kein Transfer antizyklonaler Vorticity in Richtung der Kuppenspitze. Somit unterliegt die Bildung einer Taylor - Kuppe in erster Linie Beschränkungen, die durch die Höhe der Kuppe bestimmt werden, falls die Stärke der Anströmung einen kritischen Wert nicht übersteigt. Andernfalls werden beide Wirbel von der Kuppe abgelöst und die Bildung einer Taylor - Kuppe wird unabhängig von der Kuppenhöhe unterdrückt. Der antizyklonale Wirbel enthält Wasser hoher Dichte (positive Dichteanomalie), das während des Anströmvorgangs aus größeren Tiefen aufgetrieben wird (siehe *Chapman und Haidvogel*, 1992). Der zyklonale Wirbel hingegen umschließt Wasser relativ niedriger Dichte (negative Dichteanomalie). Abb. 6.5 zeigt die zeitliche Entwicklung der Dichteanomalie im Bereich der Porcupine - Bank für diskrete Zeitpunkte innerhalb der ersten 6 Tage der Modellintegration in einer Tiefe von 160 m unmittelbar oberhalb der Kuppenspitze. Innerhalb des ersten Tages rotieren die Dichteanomlien, vergleichbar den Ergebnissen

von *Chapman und Haidvogel* (1992), im Uhrzeigersinn um das Kuppelzentrum, wobei die negative Dichteanomalie geringfügig an Intensität verliert. Bei fortschreitender Modellintegration erfolgt eine zunehmende Konzentration der positiven Dichteanomalie auf den Bereich der Kuppenspitze, wobei die negative Dichteanomalie zwar weiter abgeschwächt, jedoch nicht völlig abgelöst wird. Dies deutet darauf hin, daß die extem unregelmäßige Geometrie der Porcupine - Bank mit $\delta \approx 0.9$ im Bereich der westlichen und $\delta \approx 0.4$ im Bereich der östlichen Kuppenflanke eine deutliche Einschränkung für die Bildung einer Taylor - Kappe darstellt. Aufgrund der zyklischen Randbedingung des Modells ist die negative Dichteanomalie am südlichen Eingang des Kanals wieder schwach erkennbar.

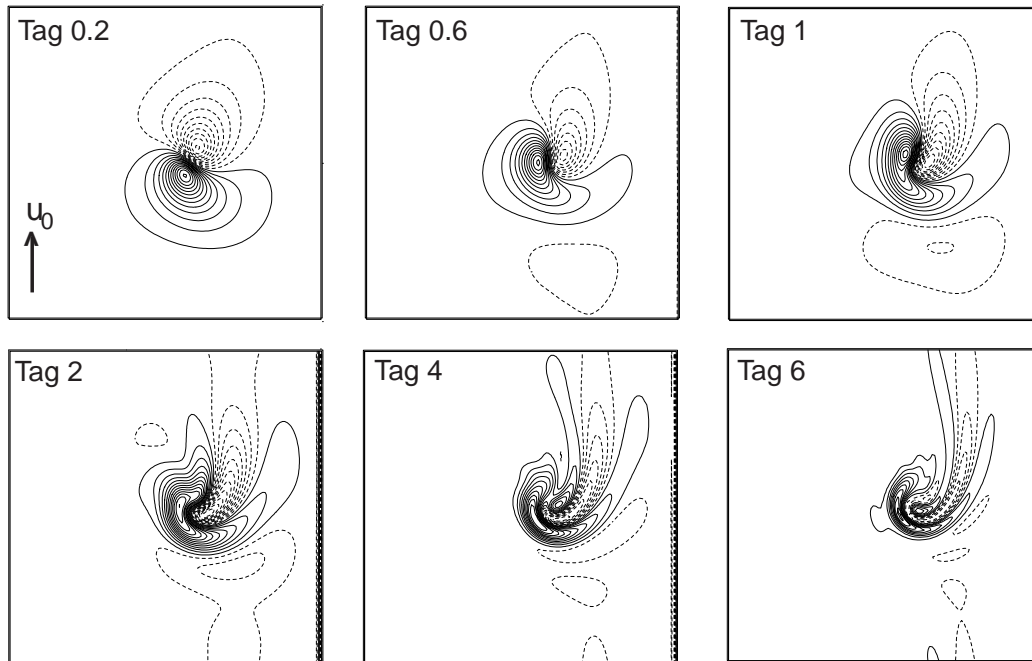


Abb. 6.5: Zeitliche Entwicklung der Dichteanomalien über der Bank in einer Tiefe von 160 m für diskrete Zeitpunkte innerhalb der ersten 6 Tage der Modellintegration.

Auswirkungen variabler Schichtungsverhältnisse auf die Bildung einer Taylor - Kappe

Zunächst wird der Fall einer schwach geschichteten Wassersäule betrachtet. Abb. 6.6 zeigt die kuppennahe Zirkulation am Beispiel der barotropen Stromfunktion Ψ (a) und des horizontalen Geschwindigkeitsfeldes (b) in einer Tiefe von 160 m direkt oberhalb des Kuppenplateaus. Im Bereich der Banktopographie werden die Stromlinien in Form einer starken Kompression entlang der westlichen Kuppenflanke erheblich deformiert. Die Strömungsgeschwindigkeiten sind in diesem Bereich mit maximal 30 cm s^{-1} etwa um den Faktor 3 gegenüber der Amplitude der Anregung erhöht. Entlang der östlichen Kuppenflanke erfolgt eine Bewegung entgegengesetzt zur Richtung der Anströmung, deren Amplitude mit

maximal 3 cm s^{-1} deutlich unterhalb der Amplitude der Anregung liegt. Ein auffälliges Merkmal dieser Rezirkulation ist, daß sich keine geschlossene Zirkulationszelle über der Kuppenspitze entwickelt.

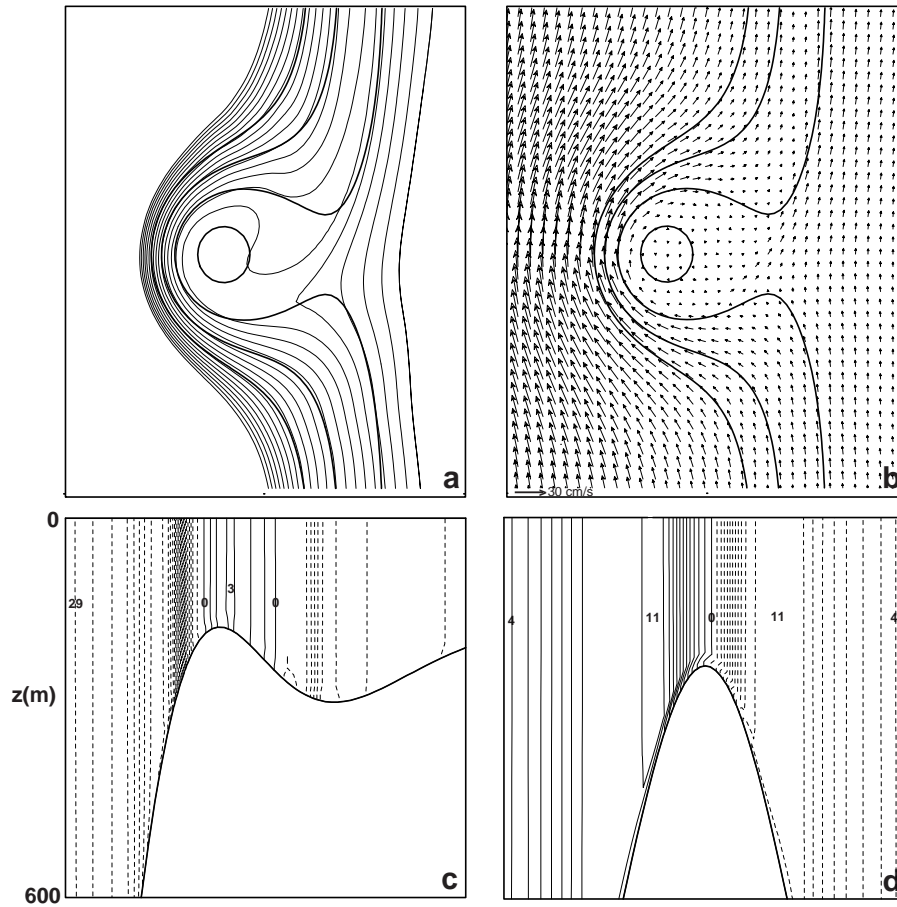


Abb. 6.6: Ausschnitt der kuppennahen Modellzirkulation bei schwacher Schichtung. (a) Barotrope Stromfunktion (S_v), der Abstand der Stromlinien beträgt $0.2 S_v$ (Tiefenlinien von 200 m - 500 m). (b) Geschwindigkeitsfeld in 160 m Tiefe (Tiefenlinien von 200 m - 500 m). Vertikalverteilung der Strömungsgeschwindigkeiten in Nord - Süd - (c) und Ost - West - Richtung (d), das Konturintervall beträgt 1 cm s^{-1} , gestrichelte Linien repräsentieren Strömungen nach Norden (c) bzw. Westen (d).

Aus der Burger - Zahl B läßt sich ablesen, daß im Fall einer schwach geschichteten Wassersäule der Einfluß der topographischen Form auf die kuppennahe Zirkulation dominiert. Dies deutet darauf hin, daß die unregelmäßige Geometrie der Porcupine - Bank bei schwacher Schichtung einen limitierenden Faktor für die vollständige Umströmung der Bank darstellt. In Richtung des Kuppenplateaus nehmen die Strömungsgeschwindigkeiten bis zu einer nahezu bewegungslosen Zone über der Kuppenspitze ab. Die Vertikalverteilung der Strömungsgeschwindigkeiten in den oberen 600 m der Wassersäule ist in Abb. 6.6 c und d dargestellt. Abb. 6.6 c zeigt die Strömungsgeschwindigkeit in Nord - Süd - Richtung, Abb. 6.6 d die Strömungsgeschwindigkeit in Ost - West - Richtung jeweils auf Schnitten senk-

recht zur Strömungsrichtung durch das Zentrum der Kuppe. Die antizyklonale Struktur der kuppennahen Zirkulation ist entlang beider Schnitte durch eine ausgeprägte Säulenform charakterisiert. Die jeweiligen Geschwindigkeitskomponenten verlaufen unabhängig von der Strömungsrichtung parallel zur Rotationsachse des Kanals. Mit Ausnahme einer dünnen Bodenreibungsschicht ist die Strömung barotrop.

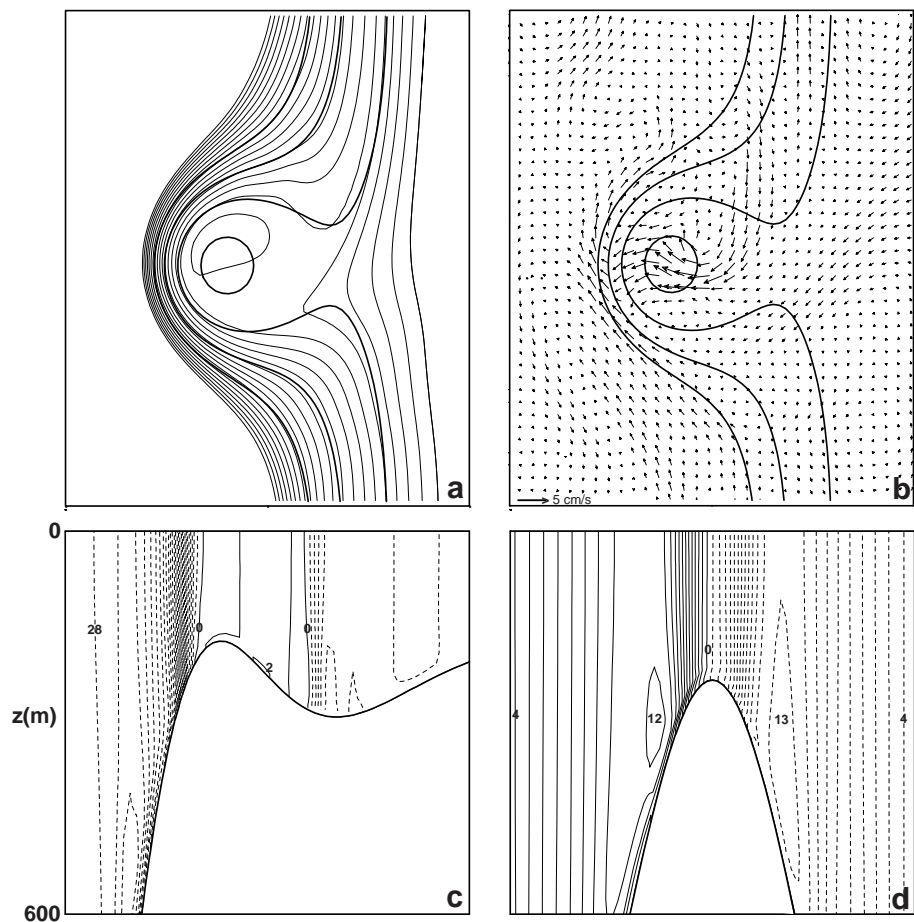


Abb. 6.7: Ausschnitt der kuppennahen Modellzirkulation bei moderater Schichtung. (a) Barotrope Stromfunktion (S_v), der Abstand der Stromlinien beträgt $0.2 S_v$ (Tiefenlinien von 200 m - 500 m). (b) Geschwindigkeitsfeld in 160 m Tiefe als Differenz zwischen moderater und schwacher Schichtung (Tiefenlinien von 200 m - 500 m). Vertikalverteilung der Strömungsgeschwindigkeiten in Nord - Süd - (c) und Ost - West - Richtung (d), das Konturintervall beträgt 1 cm s^{-1} , gestrichelte Linien repräsentieren Strömungen nach Norden (c) bzw. Westen (d).

Die Struktur der horizontalen Zirkulation zeigt sich in einer moderat geschichteten Wassersäule gegenüber dem schwach geschichteten Fall deutlich verändert. Nördlich des zentralen Kuppenplateaus bildet sich zwischen der 200 m und 300 m Tiefenlinie eine Region geschlossener Stromlinien. Innerhalb dieser Zelle stagniert die Bewegung und bleibt im Bereich der Kuppe gefangen (Abb. 6.7 a). Die Strömungsgeschwindigkeiten auf dem

kuppennahen Tiefenhorizont 160 m sind entlang der westlichen Kuppenflanke bei vergleichbaren Extremwerten wiederum deutlich erhöht. Zur besseren Unterscheidung wird deshalb die Differenz der horizontalen Strömungsgeschwindigkeiten zwischen moderater und schwacher Schichtung betrachtet (Abb. 6.7 b). Die größten Unterschiede sind in Form einer deutlichen Intensivierung der antizyklonalen Rezirkulation erkennbar, die im Bereich der Kuppenspitze ein Maximum erreicht und stromabwärts, relativ zur Lage des Kuppenzentrums, verschoben ist. Diese Intensivierung führt zu einer Verstärkung zonaler Strömungskomponenten und somit zu einer geschlossenen Umströmung der Bank. Die Abweichungen von einer idealen Taylor - Säule zeigen sich vor allem in der Vertikalverteilung der Strömungsgeschwindigkeiten (Abb. 6.7 c und d). Eine Erhöhung der Schichtungsintensität hat eine Abweichung von der für nahezu vollständige barotrope Schichtungsverhältnisse charakteristischen Säulenform der vertikalen Geschwindigkeitsverteilung zur Folge. Die Amplitude der Strömungsgeschwindigkeit ist nicht mehr tiefenunabhängig, sondern nimmt von der Meeresoberfläche in Richtung der Kuppenflanken leicht zu. Auf dem Ost - West - Schnitt durch das zentrale Kuppenplateau ist der Einfluß der zunehmenden Schichtung vor allem entlang der flachen östlichen Kuppenflanke als bodennahes Maximum erkennbar, das mit 2 cms^{-1} auf einen schmalen Bereich unmittelbar unterhalb der Kuppenspitze beschränkt bleibt (Abb. 6.7 c). In Nord - Süd - Richtung wurde die Banktopographie im Modell als symmetrisch approximiert. Die Extremwerte der entsprechenden zonalen Geschwindigkeitskomponenten variieren nördlich der Kuppenspitze mit 12 cms^{-1} zwischen 200 m und 400 m Tiefe bzw. 13 cms^{-1} zwischen 100 m und 500 m. Gleichzeitig ist eine Ausdehnung der bodennahen Reibungsschicht zu beobachten.

Die Situation bei starker Schichtung zeigt ein nur leicht verändertes Bild. Das Zentrum der antizyklonalen Rezirkulation konzentriert sich in diesem Fall zunehmend auf den Bereich der nördlichen Kuppenspitze und liegt deutlich innerhalb der 300 m Tiefenlinie (Abb. 6.8 a). Gegenüber einer kuppennahen Wassersäule mittlerer Schichtungsintensität nimmt die Stärke der antizyklonalen Rezirkulation oberhalb der Kuppenspitze in 160 m Tiefe vor allem im Bereich des Zentrums der Kuppe relativ zum schwach geschichteten Fall erneut leicht zu (Abb. 6.8 b). Die Vertikalverteilung der Strömungsgeschwindigkeiten zeigt deutliche Merkmale der Ausbildung einer Taylor - Kappe. Im Bereich der östlichen Kuppenflanke der Bank erfolgt die Bodenintensivierung der Strömung kontinuierlich über die gesamte Wassersäule. Die Struktur des vertikalen Geschwindigkeitsfeldes geht in eine charakteristische Kegelform bis zu einem bodennahen Maximum von 2 cms^{-1} (Abb. 6.8 c) über. Auf dem Nord - Süd - Schnitt liegen die kuppennahen Geschwindigkeitsmaxima zu beiden Seiten der Bank in nahezu identischen Tiefen von etwa 300 m. Die maximalen Amplituden erreichen, vergleichbar zur moderat geschichteten Wassersäule, Werte zwischen 12 cms^{-1} nördlich bzw. 13 cms^{-1} südlich der Kuppenspitze (Abb. 6.8 d).

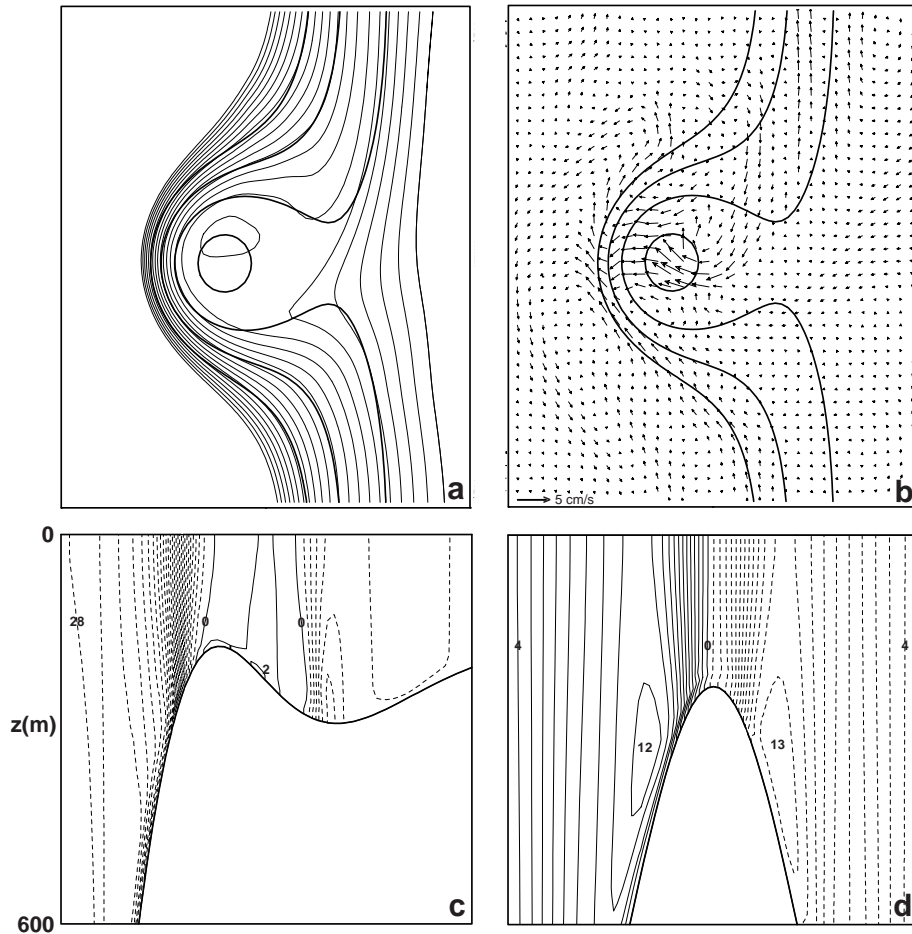


Abb. 6.8: Ausschnitt der kuppennahe Modellzirkulation bei starker Schichtung. (a) Barotrope Stromfunktion (Sv), der Abstand der Stromlinien beträgt 0.2 Sv (Tiefenlinien von 200 m - 500 m). (b) Geschwindigkeitsfeld in 160 m Tiefe als Differenz zwischen starker und schwacher Schichtung (Tiefenlinien von 200 m - 500 m). Vertikalverteilung der Strömungsgeschwindigkeiten in Nord - Süd - (c) und Ost - West - Richtung (d), das Konturintervall beträgt 1 cm s^{-1} , gestrichelte Linien repräsentieren Strömungen nach Norden (c) bzw. Westen (d).

6.5.2 Periodische Anströmung der Bank

Eine zeitlich veränderliche Anströmung der Bank in Form einer eintägigen Gezeitenströmung wird, wie beschrieben, durch eine sich periodisch ändernde barotrope Stromfunktion Ψ simuliert. Die Amplitude der Anregung beträgt 1 cm s^{-1} . Zunächst wird der generelle Mechanismus der Anregung topographisch geführter Wellen kurz dargestellt. Im Anschluß daran werden die Ergebnisse von Modellsimulationen zur Bestimmung der Struktur der über eine volle Gezeitenperiode gemittelten Restströmung bei variabler Schichtung zusammengefaßt.

Anregung topographischer Wellen an unterseeischen Kuppen

In Beobachtungen an verschiedenen isolierten, unterseeischen Kuppen (siehe z. B. *Hunkins*, 1986; *Eriksen*, 1991; *Kunze und Toole*, 1997) wurde die Existenz eintägiger Gezeitenströme ungewöhnlich hoher Amplitude nachgewiesen. *Brink* (1990) zeigte, daß Wechselwirkungen zwischen der Topographie der Kuppen und dem barotropen Gezeitensignal zur Anregung freier Wellen in unmittelbarer Umgebung der Kuppe führen können. Ist die Frequenz der anregenden Strömung kleiner als die lokale Trägheitsfrequenz, bleiben diese Wellen im Bereich der Kuppe gefangen und können durch Resonanz mit der eintägigen Gezeit erheblich verstärkt werden. Die vertikale Auslenkung und damit die Intensität dieser Wellen ist abhängig von der Stärke der Schichtung. *Beckmann* (1995) zeigte darüberhinaus, daß das Resonanzverhalten von der Kuppengeometrie erheblich mitbeeinflusst wird. An Kuppen mit nahezu vertikalen Flanken bzw. an Kuppen unendlich kleiner Amplitude erfolgt keine Resonanz. In allen anderen Fällen ist die Verstärkung abhängig von dem Neigungswinkel der Flanken. Topographische Wellen an unterseeischen Kuppen sind vergleichbar mit Randwellen in schelfnahen Gebieten, existieren jedoch nur für diskrete Wellenlängen, die von der jeweiligen Geometrie der Kuppe vorgegeben werden. Die rücktreibende Kraft ist der Gradient der Umgebungs - Vorticity, der durch die Änderung der Wassertiefe bestimmt wird.

Die folgenden Modellexperimente gehen von einer unidirektionalen, geradlinigen Gezeitenstromellipse aus. Somit werden ausschließlich Wellen erster Ordnung angeregt. In der Natur weichen Gezeitenstromellipsen jedoch in vielen Fällen von dieser idealisierten Form ab. Die Form von topographischen Wellen erster Ordnung an unterseeischen Kuppen entspricht einer Dipolstruktur von zwei gegenläufigen Wirbeln, die mit der Form der kuppennahen Zirkulation nach einer einsetzenden stetigen Anströmung vergleichbar ist (siehe Abschnitt 6.5.1). Diese Struktur wird jedoch nicht von der Kuppe abgelöst, sondern rotiert auf der Nordhalbkugel antizyklonal entlang der Kuppenflanken. Aufgrund der Nichtlinearität großamplitudiger Wellen führt eine zeitliche Mittelung über die Gezeitenperiode zu einer Restströmung, die die Kuppe ebenfalls im Uhrzeigersinn umströmt. Für einen detaillierten Einblick in Bildungsmechanismen und Eigenschaften topographisch geführter Wellen an achsensymmetrischen, unterseeischen Kuppen wird an dieser Stelle auf *Brink* (1989, 1990) und *Beckmann* (1999) verwiesen.

Analyse der zeitlich gemittelten Restströmung bei variablen Schichtungsverhältnissen

Zunächst wird wieder die Ausgangssituation einer schwach geschichteten Wassersäule betrachtet. Die Struktur der zeitlich gemittelten barotropen Stromfunktion Ψ ist im gesamten Einflußbereich der kuppennahen Banktopographie durch eine Zunahme des Volu-

menttransportes in Richtung des zentralen Kuppenplateaus charakterisiert. Die Region geschlossener Stromlinien erstreckt sich westlich der Bank bis jenseits der 500 m Tiefenlinie, östlich der Bank bis in Gebiete nahe des irischen Schelfrandes. Das Transportmaximum ist relativ zur Nord - Süd - Achse der Kuppenspitze leicht nach Westen verschoben und beträgt 3 Sv (Abb. 6.9 a).

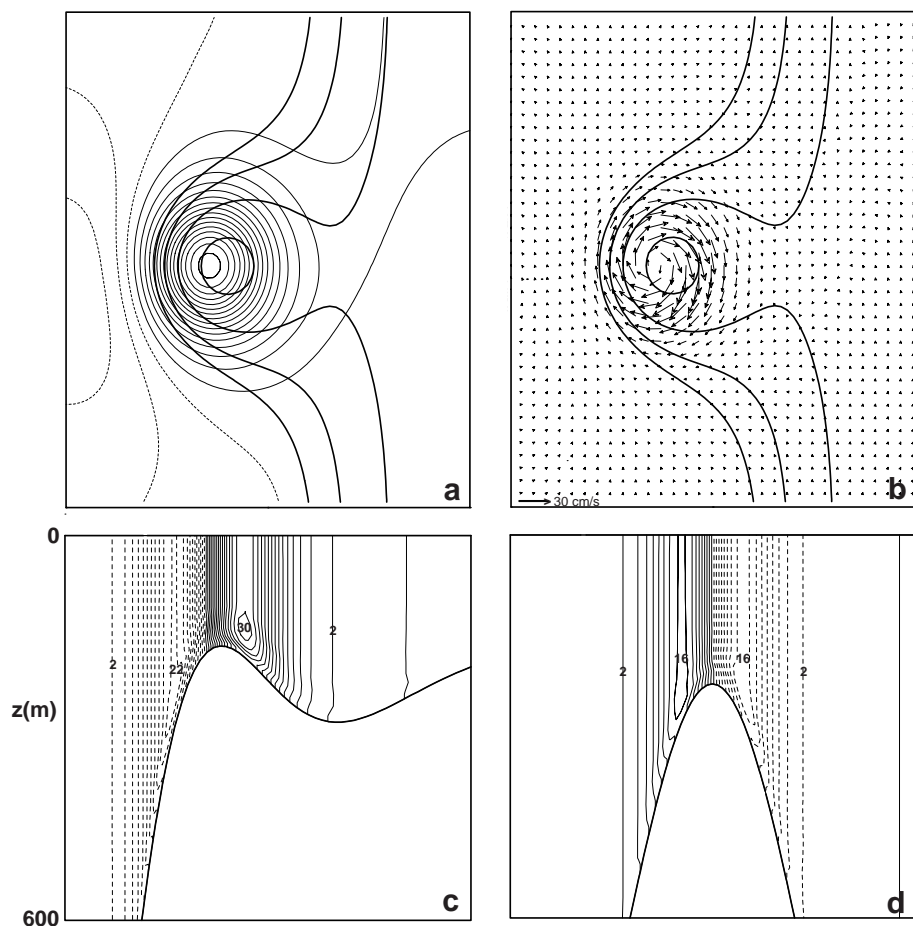


Abb. 6.9: Ausschnitt der kuppennahen Modellzirkulation bei schwacher Schichtung. (a) Zeitlich gemittelte barotrope Stromfunktion (Sv), der Abstand der Stromlinien beträgt 0.2 Sv (Tiefenlinien von 200 m - 500 m). (b) Geschwindigkeitsfeld der zeitlich gemittelten Restströmung in 160 m Tiefe (Tiefenlinien von 200 m - 500 m). Vertikalverteilung der Geschwindigkeiten der zeitlich gemittelten Restströmung in Nord - Süd - (c) und Ost - West - Richtung (d), das Konturintervall beträgt 2 cm s^{-1} , gestrichelte Linien repräsentieren Strömungen nach Norden (c) bzw. Westen (d).

Die horizontale Zirkulation in der kuppennahen Tiefenschicht (160 m) weist gegenüber der Amplitude der Gezeitenanregung eine extreme Verstärkung auf. Die Umströmung der Bank erfolgt asymmetrisch mit Strömungsgeschwindigkeiten bis zu 32 cm s^{-1} im Bereich der südwärts gerichteten Rezirkulation entlang der östlichen Kuppenflanke. Westlich der Bank hingegen erreicht die Restströmung maximale Amplituden von 24 cm s^{-1} (Abb. 6.9 b). Diese Asymmetrie kann als Effekt der stark unterschiedlichen Steigungen der westli-

chen und östlichen Kuppenflanke der Porcupine - Bank interpretiert werden (siehe *Beckmann, 1995*). Die Vertikalverteilung des Geschwindigkeitsfeldes zeigt in den oberen 150 m der Wassersäule eine annähernd barotrope Struktur. Ein auffälliges Merkmal bildet die Abnahme der Strömungsgeschwindigkeiten in Richtung des Meeresbodens. Diese Abnahme ist auf beiden Schnitten durch das Kuppenzentrum vor allem im Bereich der oberen Kuppenflanken deutlich ausgeprägt und läßt mit zunehmender Tiefe nach. Eine vergleichbare Intensität dieser bodennahen Reibungsschicht ist im Fall einer stetigen Anströmung bei schwacher Schichtung nicht zu beobachten (Abb. 6.9 c, d).

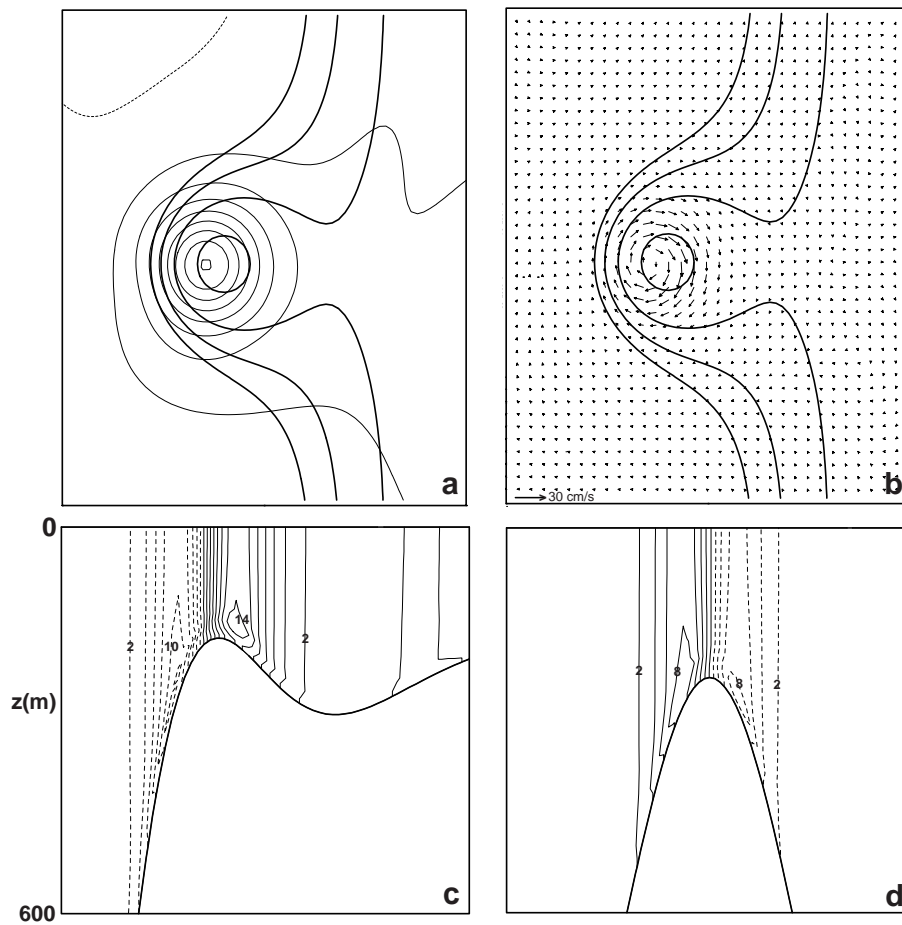


Abb. 6.10: Ausschnitt der kuppennahen Modellzirkulation bei moderater Schichtung. (a) Zeitlich gemittelte barotrope Stromfunktion (S_v), der Abstand der Stromlinien beträgt $0.2 S_v$ (Tiefenlinien von 200 m - 500 m). (b) Geschwindigkeitsfeld der zeitlich gemittelten Restströmung in 160 m Tiefe (Tiefenlinien von 200 m - 500 m). Vertikalverteilung der Geschwindigkeiten der zeitlich gemittelten Restströmung in Nord - Süd - (c) und Ost - West - Richtung (d), das Konturintervall beträgt 2 cm s^{-1} , gestrichelte Linien repräsentieren Strömungen nach Norden (c) bzw. Westen (d).

Der Einfluß einer stärker geschichteten Wassersäule zeigt sich zunächst in Form einer erhebliche Abnahme der Transportraten auf maximal $1.2 S_v$ (Abb. 6.10 a). Durch die

Zunahme der Intensität der Schichtung wird die Amplitude der zeitlich gemittelten Restströmung gegenüber einer schwach geschichteten Wassersäule deutlich gedämpft. Die Auswirkungen einer moderaten Schichtung sind vor allem in Form einer Abschwächung der asymmetrischen Struktur der antizyklonalen Umströmung der Bank erkennbar. Die jeweiligen Strömungsmaxima betragen im Bereich der nordwärts gerichteten Komponente 12 cm s^{-1} , im Bereich der südwärts gerichteten Rezirkulation liegen typische Größenordnungen bei etwa 14 cm s^{-1} . Diese Werte bedeuten eine Halbierung gegenüber den Reststromamplituden bei schwacher Schichtung (Abb. 6.10 b). Somit scheint mit zunehmender Schichtung der topographische Effekt einer stark unterschiedlichen Kuppenneigung nachzulassen. Die vertikale Struktur des Geschwindigkeitsfeldes zeigt eine über den gesamten Bereich der antizyklonalen Rezirkulation zunehmende Bodenintensivierung der Strömungen. Die Tiefenlage der bodennahen Geschwindigkeitsmaxima verläuft, gegenüber der Struktur bei einer stetigen Anströmung, nahezu symmetrisch relativ zu den Kuppenachsen und bleibt auf die innere Kuppenregion beschränkt. Die vertikale Auslenkung dieser bodennahen Geschwindigkeitsmaxima beträgt entlang der westlichen und nördlichen Kuppenflanke etwa 100 m und nimmt entlang der östlichen und südlichen Kuppenflanke auf etwa 50 m ab. Die Existenz einer Bodenreibungsschicht im Bereich der oberen Kuppenflanken ist wie im schwach geschichteten Fall als Abnahme der Strömungsgeschwindigkeiten erkennbar. Die Intensität dieser Schicht erscheint jedoch gegenüber dem schwach geschichteten Fall deutlich abgeschwächt (Abb. 6.10 a, b).

Die Modellergebnisse für eine stark geschichtete Wassersäule sind in den Abb. 6.11 a und 6.11 b zusammengefaßt. Die antizyklonale Rezirkulation konzentriert sich zunehmend auf die unmittelbare Kuppenregion innerhalb der 500 m - Tiefenlinie. Die größten beobachteten Transportraten erreichen 1 Sv (Abb. 6.11 a). Die im Fall einer moderaten Schichtung beobachtete Dämpfung der Amplituden der Restströmung und der abnehmende Einfluß der Kuppengeometrie auf den Verlauf der bodennahen Zirkulation ist bei starker Schichtung besonders ausgeprägt. Die größten Strömungsgeschwindigkeiten erreichen 10 cm s^{-1} im Bereich der westlichen bzw. 12 cm s^{-1} entlang der östlichen Kuppenflanke, wobei die Bank nahezu symmetrisch umströmt wird (Abb. 6.11 b). Aus der Vertikalverteilung der Strömungsgeschwindigkeiten wird deutlich, daß die vertikalen Geschwindigkeitsscherungen sehr groß werden. Die Strömung ist in hohem Maße bodenintensiviert und bleibt verstärkt auf den Bereich des zentralen Kuppenplateaus beschränkt. Dabei nimmt die vertikale Auslenkung des bodennahen Geschwindigkeitsmaximums auf allen Schnitten auf weniger als 50 m ab. In gleichem Maße wird die Bodenreibungsschicht weiter erodiert. Der Gradient der Geschwindigkeitsabnahme innerhalb dieser Schicht beträgt nur noch etwa 1 cm s^{-1} gegenüber bis zu 4 cm s^{-1} im Fall einer schwachen Schichtung (Abb. 6.11 c, d).

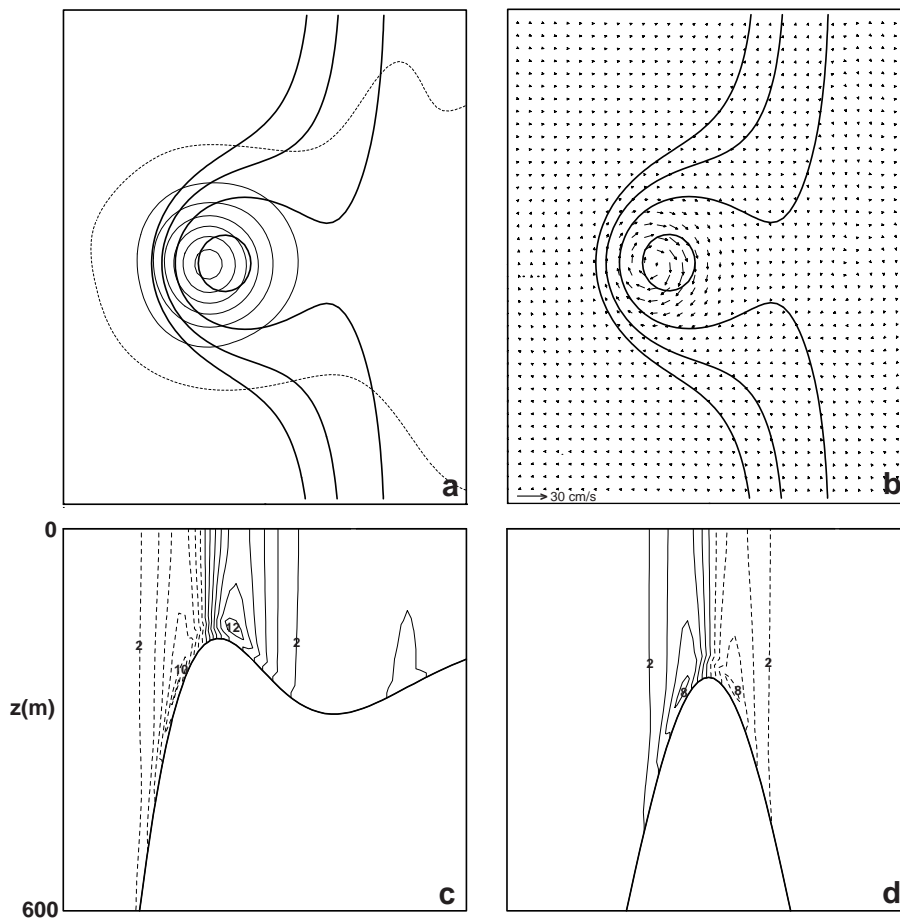


Abb. 6.11: Ausschnitt der kuppennahen Modellzirkulation bei starker Schichtung. (a) Zeitlich gemittelte barotrope Stromfunktion (S_v), der Abstand der Stromlinien beträgt $0.2 S_v$ (Tiefenlinien von 200 m - 500 m). (b) Geschwindigkeitsfeld der zeitlich gemittelten Restströmung in 160 m Tiefe (Tiefenlinien von 200 m - 500 m). Vertikalverteilung der Geschwindigkeiten der zeitlich gemittelten Restströmung in Nord - Süd - (c) und Ost - West - Richtung (d), das Konturintervall beträgt 2 cm s^{-1} , gestrichelte Linien repräsentieren Strömungen nach Norden (c) bzw. Westen (d).

6.6 Diskussion

Auf der Grundlage des Strömungsmodells SPEM wurden Prozeßstudien durchgeführt, die das Ziel hatten, die grundlegenden Aspekte der Wechselwirkung zwischen Bodentopographie und umgebenden Strömungen an der Porcupine - Bank zu analysieren. In verschiedenen Studien wurden als wichtigste Mechanismen der Zirkulation an achsensymmetrischen, unterseeischen Kuppen die Bildung einer Taylor - Kappe durch eine stetige Anströmung und die resonante Anregung topographischer Wellen durch eine eintägige Gezeitenströmung identifiziert (siehe z.B. *Chapman und Haidvogel, 1992; Beckmann und Haidvogel, 1997*). In beiden Fällen entsteht eine antizyklonale Umströmung der Kuppe, deren Amplitude von der Stärke der Anströmung, der Geometrie der Kuppe und der In-

tensität der Schichtung beeinflusst wird.

Für eine Bewertung der Modellergebnisse im Vergleich zu den Beobachtungen war eine möglichst realistische Darstellung der topographischen Besonderheiten der Porcupine - Bank und der Strömungsamplituden für den Antrieb des Modells erforderlich. Die Modelltopographie berücksichtigt vor allem die starke zonale Asymmetrie der Porcupine - Bank im Bereich des Kuppenzentrums nahe 53.5°N . Aufgrund der zyklischen Randbedingung werden meridionale Ungleichmäßigkeiten der Banktopographie im Modell vernachlässigt. Die Modelltopographie verläuft somit in Nord - Süd - Richtung symmetrisch zur zentralen Kuppenachse. Die Größenordnung und Richtung der anregenden Strömungen für die Simulation einer stetigen Anströmung der Bank wurden aus den im Juni/Juli 1995 in Umgebung der Porcupine - Bank durchgeführten ADCP - Messungen ermittelt. Im Bereich des nordwärts gerichteten SSEC entlang der westlichen Kuppenflanke liegen typische Strömungsgeschwindigkeiten bei etwa 10 cms^{-1} , die im Verlauf des SEC entlang des irischen Schelfrandes auf maximal 5 cms^{-1} abnehmen. Zur Vereinfachung wurde im Modell eine räumlich und zeitlich invariante Anströmung der Bank vorausgesetzt. Die niedrigeren Strömungsgeschwindigkeiten in der nördlichen Porcupine - Seabight wurden nicht berücksichtigt. Die Amplitude der Anströmung beträgt somit 10 cms^{-1} im gesamten Modellgebiet. Den Ausgangspunkt für die Untersuchung der Wechselwirkungen zwischen der Banktopographie und einer eintägigen Gezeitenströmung bildeten Literaturangaben zur Auswertung verankerter Strömungsmessungen im Untersuchungsgebiet. Typische Werte für die Amplituden der eintägigen Gezeit werden von *White et al.* (1997) und *Pingree et al.* (1996) mit 1.1 cms^{-1} angegeben. Die aus der harmonischen Gezeitenanalyse der ADCP - Daten vom Juni/Juli 1995 ermittelten Größenordnungen liegen bei 2 cms^{-1} und sind deutlich überschätzt. Die Amplitude der Gezeitenströmung im Modell erscheint mit 1 cms^{-1} somit als durchaus realistisch. Die Gezeitenstromellipse wird im Modell als geradlinig idealisiert und als periodisch in Nord - Süd - Richtung angenommen. Die anregenden Strömungen werden generell als tiefenunabhängig idealisiert. In der Realität auftretende vertikale Geschwindigkeitsscherungen werden nicht berücksichtigt. Es wird davon ausgegangen, daß Änderungen der kuppennahen Strömungsstruktur gegenüber dem Anfangszustand in erster Linie durch den Einfluß der Kuppentopographie auf die umgebenden Strömungen verursacht werden. Somit erscheinen diese Vereinfachungen als gerechtfertigt. Weitere Gezeitenkomponenten, insbesondere höherfrequente Gezeitenschwingungen sowie zonal fortschreitende Gezeitenwellen, werden ebenfalls nicht betrachtet.

Im Gegensatz zu Untersuchungen der Auswirkungen einer variablen Kuppenhöhe oder Anströmung achsensymmetrischer Meeresrücken (siehe z.B. *Chapman und Haidvogel*, 1992) konzentrierten sich die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Modellexperimente primär auf Prozeßstudien zum Einfluß unterschiedlicher Schichtungsverhältnisse

auf das kuppennahe Strömungsfeld. Die Schichtung wird im Modell über eine lineare Zustandsgleichung für die Dichte definiert, wobei eine möglichst gute Annäherung an die Beobachtungen der Meßkampagnen H56 (März/April 1994), V144/1 (April/Mai 1994) und V153 (Juni/Juli 1995) erreicht werden soll.

Im Fall einer stetigen Anströmung bildet sich, zunächst unabhängig von der Intensität der Schichtung, eine antizyklonale Rezirkulation entlang der Kuppenflanken der Porcupine - Bank aus, die der stetigen Anströmung überlagert ist. Damit erfolgt die Umströmung der Kuppe extrem ungleichförmig und ist entlang der westlichen Kuppenflanke gegenüber der Amplitude der stetigen Anströmung erheblich verstärkt, ein Effekt, der in ähnlicher Form auch an rotationssymmetrischen Kuppen zu beobachten ist (*Chapman und Haidvogel*, 1992). Prinzipiell entsteht die antizyklonale Umströmung einer unterseeischen Kuppe als Folge der Wechselwirkung zwischen der stark abnehmenden Wassertiefe im Bereich der Kuppe und der ankommenden Strömung. Aufgrund der Erhaltung der potentiellen Vorticity muß die Abnahme der Wassertiefe durch einen Gewinn an negativer (antizyklonaler) relativer Vorticity kompensiert werden. Nach dem Überströmen des Rückens nimmt die Wassertiefe wieder zu und erzeugt die Bildung positiver (zyklonaler) relativer Vorticity. Somit entstehen zwei Wirbel mit gegenläufiger Rotation symmetrisch zum Kuppenzentrum. Im weiteren Verlauf der der Anströmung sind, in Abhängigkeit von der Stärke der Anströmung und der Geometrie der Kuppe, zwei Effekte zu beobachten: Entweder erfolgt eine Ablösung des zyklonalen Wirbels oder beide Wirbel bleiben im Bereich der Kuppe gefangen (*Huppert und Bryan*, 1976; *Verron und Le Provost*, 1985). *Chapman und Haidvogel* (1992) zeigte, daß der zyklonale Wirbel bei ausreichend starker Anströmung nach kurzer Zeit stromabwärts transportiert wird, während der antizyklonale Wirbel die eigentliche Taylor - Kappe bildet. Neben der Stärke der Anströmung spielt die Höhe der Kuppe eine wesentliche Rolle. *Huppert* (1975) gibt als erforderliche Mindesthöhe einer achsensymmetrischen Kuppe für die Bildung einer Taylor - Kappe einen Wert von $1.5 \cdot Ro \cdot H_{max}$ vor. Wird der Einfluß der Schichtung minimiert, kann im Fall der Porcupine - Bank die unregelmäßige Kuppegeometrie als ausschlaggebend für die kuppennahe Zirkulation angesehen werden. Im Fall einer schwach geschichteten Wassersäule zeigen die Modellergebnisse, daß der zyklonale Wirbel im Verlauf der Anströmung an Intensität verliert, jedoch nicht völlig von der Kuppe abgelöst wird. Die erforderliche Mindesthöhe liegt für die Porcupine - Bank bei 126 m ($Ro = 0.02$, $H_{max} = 4200$ m). Die Höhe der Kuppenspitze der Porcupine - Bank liegt, relativ zu den großen Wassertiefen der nördlichen Porcupine - Tiefsee - Ebene, deutlich oberhalb der erforderlichen Mindesthöhe. Diese Höhe reduziert sich relativ zur maximalen Wassertiefe der flachen Verbindung zwischen der Porcupine - Bank und dem irischen Schelfrand auf Werte nahe der kritischen Höhe für die vollständige Advektion der negativen Dichteanomalie. Als Konsequenz daraus entwickelt sich keine vollständig geschlossene Umströmung der Bank. Mit zunehmendem

Einfluß der Schichtung wird der Effekt der Kuppengeometrie deutlich abgeschwächt. Es bildet sich eine geschlossene Umströmung der Kuppe aus, die sich in Abhängigkeit von der Stärke der Schichtung zunehmend auf die unmittelbare Umgebung der Kuppenspitze konzentriert. Die Auswertung der Strömungsgeschwindigkeiten auf Schnitten durch das Kuppenzentrum zeigt, daß die vertikale Struktur des Geschwindigkeitsfeldes mit zunehmender Schichtung von einer nahezu tiefenunabhängigen Säulenform in eine Kegelform mit bodenintensivierten Strömungen überführt wird. Das Konzept der Bildung einer Taylor - Kappe basiert auf idealen, reibungsfreien Flüssigkeiten. Diese Anforderungen können in der Realität und im Modell nicht exakt erfüllt werden. Dies wird vor allem in der Abnahme der Strömungsgeschwindigkeiten innerhalb einer bodennahen Reibungsschicht deutlich.

Das auffälligste Merkmal der kuppennahen Zirkulation bei einer periodischen Anströmung der Porcupine - Bank durch eine eintägige Gezeitenströmung bildet eine stark ausgeprägte antizyklonale Restströmung, die gegenüber der Amplitude der periodischen Anströmung in Abhängigkeit der Intensität der Schichtung um den Faktor 10 - 30 erhöht ist. Diese extreme Verstärkung resultiert aus der Rektifizierung gezeitenangeregter Wellen in unmittelbarer Umgebung der Banktopographie. Die Frequenz dieser Wellen liegt typischerweise in der Größenordnung der Trägheitsfrequenz. Durch die Resonanz mit umgebenden Strömungen derselben Frequenz können diese Wellen bis zu einem Vielfachen ihrer ursprünglichen Amplitude angeregt werden. Die Amplitude der Anregung wird darüberhinaus von der Intensität der Schichtung und der Geometrie der Kuppe beeinflusst. *Haidvogel et al.* (1993) geben eine Übersicht des Resonanzverhaltens freier Wellen in Abhängigkeit der Frequenz der Anregung und der Schichtung auf der Basis von Modellexperimenten an einer isolierten Kuppe (Abb. 6.12).

Ein optimales Resonanzverhalten wird somit durch die eintägige Gezeit erreicht, eine Anregung durch andere Frequenzen ist jedoch ebenfalls möglich, solange die Frequenz der Anregung nahe genug an der Eigenfrequenz der freien Wellen liegt. Das Maximum der Anregung wird bei Burger - Zahlen zwischen $B = 0.2$ und 0.4 erreicht. Bei einer schwachen ($B < 0.1$) bzw. starken Schichtung ($B > 0.8$) wird die Amplitude der Anregung nachhaltig gedämpft (Abb. 6.12). *Beckmann* (1995) zeigte, daß die Geometrie der Kuppe ebenfalls einen bedeutenden Faktor für die Anregung topographischer Wellen darstellt. An sehr steilen, nahezu vertikalen bzw. sehr flachen Kuppen ist das Resonanzverhalten deutlich eingeschränkt. Darüberhinaus ist die Amplitude der Anregung von der Steigung der Kuppenflanken abhängig. Im Fall der Porcupine - Bank ist der wechselseitige Einfluß von Kuppengeometrie und Schichtung besonders ausgeprägt. Die größten Reststromamplituden werden bei schwacher Schichtungsintensität erreicht. Das Kuppenplateau wird auffallend asymmetrisch umströmt, wobei die südwärts gerichtete Rezirkulation entlang der östlichen Kuppenflanke deutlich erhöht ist. Diese Asymmetrie

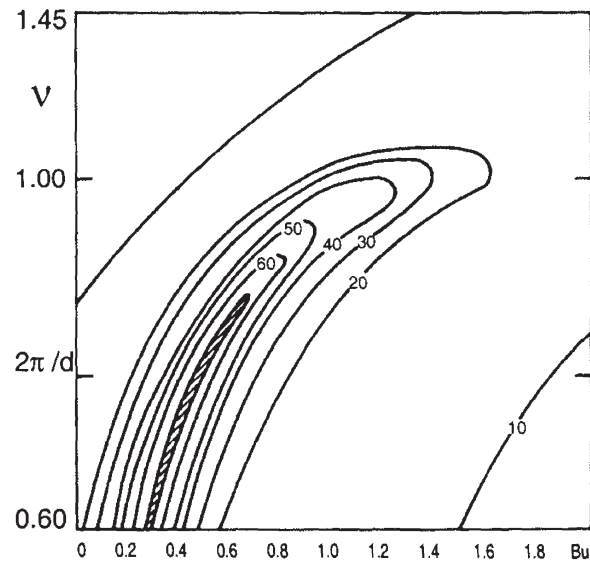


Abb. 6.12: Amplitude der Anregung freier Wellen als Funktion der anregenden Frequenz ν ($\cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) und der Schichtung in Form der Burger - Zahl B (Haidvogel et al., 1993).

kann bei vernachlässigbarem Einfluß der Schichtung primär als Folge der ungleichmäßigen Kuppengeometrie interpretiert werden. Mit zunehmender Schichtung wird die Amplitude der Restströmung stark gedämpft, während gleichzeitig die Asymmetrie der Umströmung der Bank nachläßt und der Radius der Antizyklone proportional zum Rossby - Radius abnimmt. Ist die Schichtung stark genug, erfolgt die Umströmung der Bank nahezu symmetrisch. Die vertikale Struktur der Strömungsgeschwindigkeiten ist durch eine Bodenintensivierung charakterisiert, die proportional mit der Stärke der Schichtung zunimmt. Die Geschwindigkeitsmaxima konzentrieren sich verstärkt im Bereich der Kuppenflanken in unmittelbarer Umgebung der Kuppenspitze. Ein weiteres auffälliges Merkmal bildet, wie im Fall der stetigen Anströmung der Bank, eine ausgeprägte Bodenreibungsschicht, die jedoch mit stärkerer Schichtung deutlich an Intensität verliert. Die Dynamik einer bodennahen Reibungsschicht ist ein interessanter Aspekt der kuppennahen Zirkulation und erfordert weiterführende Analysen, die jedoch über das Ziel der im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Prozeßstudien hinausgehen.

Eine quantitativer Vergleich der Modellergebnisse mit Beobachtungen auf der Grundlage der ADCP - Messungen vom Juni/Juli 1995 ist aufgrund der im Modell vorgenommenen Idealisierungen spekulativ. Die Dichteschichtung wird in diesem Beobachtungszeitraum vor allem durch die sommerliche Erwärmung der oberflächennahen Wassersäule bestimmt, die zur Ausbildung einer starken saisonalen Dichtesprungschicht führt. Unterhalb dieser stark geschichteten Deckschicht nehmen die vertikalen Dichtegradien schnell ab und erreichen Werte, wie sie für eine moderate Schichtung typisch sind. Im Modell wurden die-

se Schichtungsverhältnisse stark idealisiert. Die Tiefe der Deckschicht wurde, im Vergleich zur Realität, im Modell erheblich ausgedehnt. Somit kann im Modell eine stärkere Dämpfung der Strömungsamplituden erwartet werden. Abb. 6.13 zeigt die kuppennahe Zirkulation in den oberen 600 m der Wassersäule. Es werden die gezeitenkorrigierten Strömungen aus den ADCP - Messungen vom Juni/Juli 1995 mit den Modellergebnissen für eine stetige und periodische Anströmung verglichen. Die bzgl. des Gezeiteneinflusses korrigierten ADCP - Strömungen beinhalten den geostrophischen Strömungsanteil und eine barotrope Komponente der Strömung. Dieser barotrope Anteil kann im Fall großer Abweichungen von der geostrophischen Strömung, wie sie entlang des zentralen Kuppenplateaus beobachtet werden, in erster Linie als Folge von Prozessen durch Wechselwirkungen zwischen der Banktopographie und der umgebenden Strömung betrachtet werden. Das aus den ADCP - Messungen ermittelte kuppennahe Strömungsfeld (Abb. 6.13 a) zeigt eine gute Übereinstimmung mit der Struktur der zeitlich gemittelten Restströmung für eine periodische Anströmung durch eine eintägige Gezeit (Abb. 6.13 c). Die Antizyklone weist in beiden Fällen erhöhte Strömungsgeschwindigkeiten entlang der östlichen Kuppenflanke und eine nahezu identische Lage der kuppennahen Geschwindigkeitsmaxima auf. Die Modellzirkulation für eine stetige Anströmung weicht hingegen deutlich von den Beobachtungen ab (Abb. 6.13 b). Dies deutet darauf hin, dass der wesentliche Mechanismus für die antizyklonale Umströmung der Bank, zumindest in den flachen Regionen des Kuppenzentrums der Porcupine - Bank, auf die Rektifizierung resonant angeregter topographischer Wellen zurückzuführen ist.

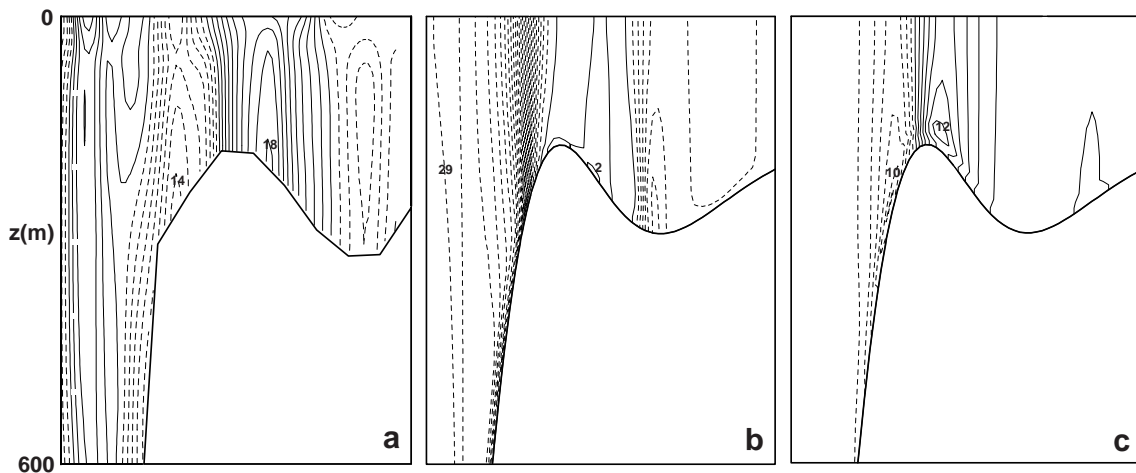


Abb. 6.13: Kuppennahe Zirkulation in den oberen 600 m der Wassersäule im Bereich des zentralen Kuppenplateaus bei starker Schichtung. (a) Gezeitenkorrigierte Strömungen aus ADCP - Messungen im Juni/Juli 1995. (b) Modellzirkulation für eine stetige Anströmung (10 cm s^{-1}). (c) Modellzirkulation für eine zeitlich veränderliche Anströmung durch eine eintägige Gezeitenströmung (1 cm s^{-1}). Das Konturintervall beträgt 2 cm s^{-1} . Die jeweiligen Geschwindigkeitsmaxima sind beschriftet. Gestrichelte Linien repräsentieren Strömungen nach Norden.

6.7 Zusammenfassung

Anhand von numerischen Prozeßstudien auf der Basis des Strömungsmodells SPEM wurden Wechselwirkungen zwischen der Topographie der Porcupine - Bank und umgebenden Strömungen untersucht. Die Modellsimulationen konzentrierten sich auf die Analyse von Auswirkungen unterschiedlicher Schichtungsverhältnisse auf die kuppennahe Zirkulation für eine stetige bzw. periodische Anströmung der Bank. Die Modellergebnisse können wie folgt zusammengefaßt werden:

- In den untersuchten Fällen einer stetigen bzw. periodischen Anströmung der Bank entwickelt sich im Bereich des Kuppenzentrums eine antizyklonale Rezirkulation, deren Eigenschaften durch Wechselwirkungen zwischen der unregelmäßigen Kuppengeometrie der Porcupine - Bank und Intensität der Schichtung der kuppennahen Wassersäule charakterisiert ist.
- Eine stetige Anströmung der Bank erzeugt eine antizyklonale Rezirkulation entlang der Kuppenflanken. Die Struktur des Strömungsfeldes ist extrem asymmetrisch mit deutlich erhöhten Strömungsgeschwindigkeiten entlang der westlichen Kuppenflanke.
- Bei geringem Einfluß der Schichtung stellt die geometrische Form der Porcupine - Bank einen limitierenden Faktor für die Bildung einer geschlossenen Antizyklone dar. Mit zunehmender Stärke der Schichtung erfolgt eine geschlossene Umströmung der Kuppe und eine Taylor - Kappe entwickelt sich, deren Zentrum relativ zur Kuppenspitze leicht stromabwärts verschoben ist. Die Strömungsamplituden unterscheiden sich dabei nur geringfügig vom schwach geschichteten Fall und erreichen 29 cms^{-1} entlang der westlichen bzw. 3 cms^{-1} entlang der östlichen Kuppenflanke.
- Eine periodische Anströmung der Bank mit eintägiger Gezeitenperiode führt zu einer resonanten Anregung topographischer Wellen im Bereich des Kuppenzentrums. Die nichtlineare Rektifizierung dieser Wellen erzeugt eine, über die Gezeitenperiode gemittelte, antizyklonale Restströmung. Im Gegensatz zur stetigen Anströmung liegt das Maximum der Strömungsamplitude im Bereich der südwärts gerichteten Rezirkulation entlang der östlichen Kuppenflanke.
- Mit zunehmender Schichtungsintensität ist eine erhebliche Dämpfung der Antizyklone zu beobachten. Die Strömungsgeschwindigkeiten nehmen von 22 cms^{-1} entlang der westlichen bzw. 30 cms^{-1} entlang der östlichen Kuppenflanke (bei schwacher Schichtung) auf Werte von etwa 10 cms^{-1} bzw. 12 cms^{-1} (bei starker Schichtung) ab. Gleichzeitig erfolgt eine zunehmende Bodenintensivierung der Strömung.

7. Zusammenfassung

Das Hauptziel der vorliegenden Arbeit war, die Wechselwirkungen zwischen Zirkulation und Bodentopographie am europäischen Kontinentalrand westlich von Irland im Bereich der Porcupine - Bank und Porcupine - Seabight zu untersuchen. Für die Analyse der Wassermassencharakteristik und Strömungsverhältnisse wurden hydrographische Daten und regionale Prozeßstudien mit dem Strömungsmodell SPEM (Sigma - coordinate Primitive Equation Model) durchgeführt. Die vorliegende Arbeit gliederte sich in 3 Themengebiete. Zunächst wurden die Eigenschaften und zeitlichen Veränderungen der Hauptwassermassen untersucht. Der zweite Teil befaßte sich mit der Untersuchung der Ausbreitungswege des SEC (Shelf Edge Current) im Untersuchungsgebiet zum Zeitpunkt verschiedener Meßkampagnen. Der Schwerpunkt der Arbeit konzentrierte sich schließlich auf die Auswertung und Interpretation der hydrographischen Messungen im Bereich der Porcupine - Bank. Zusätzlich wurden, mit Hilfe numerischer Prozeßstudien, die wesentlichen Mechanismen der kuppennahen Zirkulation diskutiert und mit den Beobachtungen verglichen.

Klassifikation der Wassermassen

Die Wassermassen der tiefen Ozeanregionen westlich der Porcupine - Bank und in der Porcupine - Seabight wurden anhand von Θ/S - und λ/S - Verteilungen klassifiziert. Die Wassersäule kann im Wesentlichen in 5 Stockwerke untergliedert werden. Die oberflächennahe Schicht wird von ENAW (Östliches Nordatlantikwasser), der warmen, salzreichen Komponente des SPMW (Subpolares Modewasser), eingenommen. Der Kern des ENAW ist in Tiefen von etwa 400 m definiert und durch ein Minimum der potentiellen Vorticity von $\lambda = 10 \cdot 10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ westlich der Porcupine - Bank und $\lambda = 25 \cdot 10^{-12} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ in der Porcupine - Seabight charakterisiert. Das intermediäre Salzgehaltsmaximum auf der Dichtefläche $\sigma_1 = 32.03 \text{ kgm}^{-3}$ repräsentiert den polwärtigen Arm des MW (Mittelmeerwasser) in der Porcupine - Seabight. Die Tiefenlage des Salzgehaltsmaximums variiert zwischen 1100 dbar in der zentralen Porcupine - Seabight und 800 dbar südlich der Porcupine - Bank. Westlich der Porcupine - Bank sind eindeutige MW - Eigenschaften nicht mehr nachweisbar. Messungen von *Arhan et al.* (1994) belegen, daß der Einfluß von kaltem, salzarmem SAIW im Sommer als Barriere für die Ausbreitung des MW in den Rockall - Kanal wirkt. Dieses saisonale Signal konnte in den Beobachtungen ebenfalls identifiziert werden. Im Juni/Juli 1995 ist westlich der Porcupine - Bank (nördlich von 52°N) eine auffällige Salzgehaltsabnahme auf der Dichtefläche des MW zu beobachten,

die in den Beobachtungen vom April/Mai 1994 nicht erkennbar ist. Der Kern des LSW ist durch ein ausgeprägtes Salzgehaltsminimum ($S \approx 34.90$) auf der Dichtefläche $\sigma_{1.5} = 34.65 \text{ kgm}^{-3}$ charakterisiert und liegt in Tiefen zwischen 1600 dbar westlich der Porcupine - Bank und 1900 dbar in den tiefen Regionen der Porcupine - Seabight. Die tiefsten Stockwerke der nördlichen Porcupine - Tiefsee - Ebene weisen relativ salzreiches ISOW und kaltes, salzarmes LDW auf. Die Salzgehalte des ISOW liegen mit $S \approx 34.96$ in beiden Untersuchungszeiträumen deutlich unterhalb der Werte, wie sie von *Ellett et al.* (1986) als typisch für den Rockall - Kanal ($S = 34.99$) angegeben werden. Dieses ISOW wird auf dem Weg nach Süden durch Vermischungsprozesse mit LDW stark modifiziert. Das bodennahe Temperatur- und Salzgehaltsminimum des LDW beträgt $\Theta \approx 2.4^\circ\text{C}$ und $S \approx 34.92$. Die Untersuchung der zwischenjährlichen Veränderungen der drei wichtigsten Wassermassen zeigt eine auffällige regionale Instabilität. Während im Gebiet der Porcupine - Seabight zwischen 1994 und 1995 eine deutliche Erwärmung und Salzgehaltszunahme von ENAW, MW und LSW zu beobachten ist, unterliegen diese Wassermassen in den tiefen Ozeanregionen westlich der Porcupine - Bank in diesem Zeitraum einer überwiegenden Abkühlung und Salzgehaltsabnahme. Diese Unterschiede lassen darauf schließen, daß vor allem die tiefen Wassermassen der Porcupine - Seabight in diesem Zeitraum keiner entscheidenden Wassermassenerneuerung ausgesetzt sind.

Struktur und Ausbreitungswege des SEC westlich von Irland

Der Nachweis der Existenz eines kontinuierlichen, polwärts gerichteten Randstromsystems entlang des europäischen Kontinentalrandes und der Bedeutung für den Wärme- und Salzhaushalt der Norwegischen See ist seit geraumer Zeit Bestandteil umfangreicher Untersuchungen. Die Bemühungen konzentrierten sich in diesem Zusammenhang vor allem auf detaillierte qualitative und quantitative Untersuchungen des SEC in Teilregionen des europäischen Kontinentalrandes und sind in *Turrell et al.* (1995) ausführlich zusammengefaßt.

Auf der Grundlage der Beobachtungen, die im Rahmen des SEFOS - Projektes der EU zwischen 1994 und 1995 durchgeführt wurden, sollten im Rahmen dieser Arbeit Struktur und Ausbreitungswege des SEC im Bereich der Porcupine - Bank und der Porcupine - Seabight, einem bisher wenig befahrenen Teilgebiet des SEC, untersucht werden. Nach *Ellett et al.* (1986) umrundet warmes, salzreiches Wasser subtropischen Ursprungs als polwärtiger Randstrom die Südspitze der Porcupine - Bank und wird entlang der westlichen Kuppenflanke der Bank weiter nach Norden in den Rockall - Kanal transportiert. Zwischen Mai und Juli 1995 durchgeführte hydrographische Messungen zeigen den SEC als Kern warmen, salzreichen Wassers niedriger Dichte entlang des irischen Schelfrandes in den oberen 500 m der Wassersäule. Oberhalb der Kuppenflanken der südlichen Ausläufer der Porcupine - Bank existieren in diesem Tiefenbereich weitere Einschlüsse von war-

mem, salzreichem Wasser, die jedoch durch erhebliche Beimischungen von Wassermassen des subpolaren Nordostatlantik modifiziert werden. Diese Eigenschaften sind in ähnlicher Form im April/Mai 1994 ebenfalls zu beobachten und werden durch Phytoplanktonmessungen bestätigt, wonach eine deutliche regionale Trennung verschiedener Arten von Dinoflagellaten zwischen den schelfnahen Gebieten und der unmittelbaren Kuppenregion der Porcupine - Bank erfolgt. Diese Arten können somit als Indikatoren für die Advektion von Wassermassen unterschiedlichen Ursprungs in das Untersuchungsgebiet betrachtet werden und deuten, in Übereinstimmung mit der meridionalen Temperatur- und Salzgehaltsverteilung, darauf hin, daß der Verlauf des SEC in den beobachteten Zeiträumen auf den irischen Schelfrand beschränkt bleibt. Westlich der Porcupine - Bank wird modifiziertes warmes, salzreiches Wasser als sekundärer Randstrom (SSEC) in den Rockall - Kanal transportiert, das aus der Anströmung von Wassermassen resultiert, die im Verlauf des NAC and den westeuropäischen Kontinentalrand transportiert werden. Aus der Kombination von ADCP - Daten und geostrophischen Berechnungen wurde ein Volumentransport von 0.5 Sv ermittelt, die im Juni/Juli 1995 oberhalb von 500 m mit dem SEC durch die flachen Gebiete zwischen der Porcupine - Bank und dem Irischen Schelf in den südlichen Rockall - Kanal transportiert werden. Die Transportraten für den SSEC liegen mit 2.5 Sv deutlich darüber. Die Struktur des Strömungsfeldes der Porcupine - Seabight ist durch eine südwärts gerichtete Rezirkulation in der Größenordnung von etwa 4 Sv gekennzeichnet. Ein Vergleich mit Ergebnissen aus verankerten Strömungsmessungen (*Pingree et al.*, 1996; *White et al.*, 1997) in diesem Gebiet zeigt eine gute Übereinstimmung. Der SEC erreicht im Winter ein Maximum und bildet in diesem Zeitraum zwischen Goban - Spur und der nordwestlichen Porcupine - Bank ein geschlossenes Randstromsystem. Zwischen Frühling und Sommer erfolgt hingegen eine deutliche Abschwächung des SEC, die vor allem im Bereich des irischen Schelfrandes zu einer zeitweiligen Strömungsumkehr führt (*Pingree et al.*, 1996). Diese Abschwächung resultiert aus der sog. SOMA - Instabilität des Windfeldes und dem Eintrag von Wassermassen des NAC in die Porcupine - Seabight.

Beobachtungen zu Wechselwirkungen zwischen der Topographie der Porcupine - Bank und umgebenden Strömungen

Im Bereich unterseeischer Meeresrücken können spezielle Mechanismen der Wechselwirkung zwischen Bodentopographie und umgebender Strömung zu auffälligen Anomalien des kuppennahen Massen- und Strömungsfeldes führen. In diesem Zusammenhang wurden in zahlreichen Beobachtungen und Modellstudien an isolierten Kuppen (siehe z.B. *Chapman und Haidvogel*, 1992; *Kunze und Toole*, 1997; *Beckmann und Haidvogel*, 1997) als wichtigste Prozesse die Bildung einer Taylor - Kappe durch eine stetige Anströmung und die resonante Anregung topographischer Wellen durch eine eintägige Gezeitenströmung identifiziert. In beiden Fällen entsteht eine antizyklonale Umströmung der Kuppe, deren Amplitude von der Stärke der Anströmung, der Kuppengeometrie und der Stärke der

Schichtung der kuppennahen Wassersäule abhängt.

Die Beobachtungen auf der Grundlage von CTD - Messungen im Bereich des Kuppenplateaus der Porcupine - Bank zeigen in allen befahrenen Zeiträumen eine auffällige Deformation des Massenfeldes in unmittelbarer Umgebung der Banktopographie. Die Deformation ist durch eine Aufwölbung der Isothermen und Isopyknen entlang der Kuppenflanken der Bank charakterisiert, in Verbindung mit einem Einschluß kalten Wassers hoher Dichte oberhalb der Kuppenspitze. Die Auswertung geostrophischer Strömungsberechnungen auf der Basis von CTD - Daten der Meßkampagnen H56 (März/April 1994), V144/1 (April/Mai 1994) und V153 (Juni/Juli 1995) sowie der ADCP - Messungen vom Juni/Juli 1995 beschreibt eine antizyklonale, bodenintensivierte Zirkulationszelle entlang der Kuppenflanken der Porcupine - Bank. Dieses Phänomen ist typisch sowohl für die Existenz einer Taylor - Kappen - Zirkulation (*Dooley*, 1984), als auch für die Restströmung nach einer Anregung topographischer Wellen durch eine eintägige Gezeitenströmung (*Brink*, 1990). Der Grad der Bodenintensivierung zeigt eine direkte Abhängigkeit von der Stärke der Schichtung. Der nachhaltige Einfluß der winterlichen Konvektion in Kombination mit schweren Sturmereignissen vor der Probennahme ist im März/April 1994 in Form einer nahezu homogen durchmischten Schicht in den oberen 200 m der Wassersäule erkennbar. Als Folge davon liegen die vertikalen Gradienten der geostrophischen Strömungsgeschwindigkeiten zwischen der Meeresoberfläche und dem zentralen Kuppenplateau (170 m) bei maximal 1 cm s^{-1} und die Strömung kann als nahezu barotrop betrachtet werden. Mit zunehmender Intensität der Schichtung nimmt die Strömungsgeschwindigkeit zum Boden hin zu. Mit Ausbildung der sommerlichen Dichtesprungschicht erreicht die Geschwindigkeitsscherung ihre größten Amplituden und es bildet sich ein bodennahes Maximum der Strömungsgeschwindigkeit, das als isoliertes Signal auf die unmittelbare Kuppenregion beschränkt bleibt. Allein aus den Messungen ist eine eindeutige Identifizierung des für die Porcupine - Bank relevanten Mechanismus nicht möglich. Empirische Kriterien für die Bildung von Taylor - Kappen an achsensymmetrischen Kuppen (*Johnson*, 1978; *Owens und Hogg*, 1980) sind an der Porcupine - Bank erfüllt, können aufgrund der unregelmäßigen Geometrie der Bank jedoch nur unter Vorbehalt als allgemeingültig angesehen werden. Die ADCP - Messungen im Juni/Juli 1995 liefern Hinweise für die Möglichkeit der Anregung topographischer Wellen im Bereich der Kuppe als verantwortlichen Mechanismus für die beobachteten Anomalien des Strömungsfeldes. Die Amplitude der eintägigen Gezeitenströmung ist im Bereich der Ostflanke des Kuppenzentrums der Porcupine - Bank gegenüber den angrenzenden Regionen deutlich verstärkt. Ähnliche Beobachtungen an isolierten Kuppen wurden als Folge der Anregung topographischer Wellen im Bereich der Kuppentopographie durch Resonanz mit der periodischen Gezeitenströmung interpretiert (*Hunkins*, 1986; *Chapman*, 1989). Die gezeitenkorrigierten ADCP - Strömungen unterscheiden sich darüberhinaus erheblich von den geostrophischen Strömungen dessel-

ben Meßzeitraums. Die ADCP - Strömungen weisen vor allem im Bereich des flachen Kuppenzentrums bei 53.5°N deutlich erhöhte Amplituden gegenüber den geostrophischen Strömungen auf. Die Differenz beträgt etwa 7 cm s^{-1} entlang der westlichen Kuppenflanke und fällt mit 11 cm s^{-1} entlang der östlichen Kuppenflanke besonders deutlich aus.

Numerische Prozeßstudien zu Wechselwirkungen zwischen der Topographie der Porcupine - Bank und umgebenden Strömungen

Die mit dem numerischen Strömungsmodell SPEM durchgeführten Prozeßstudien hatten das Ziel, die an der Porcupine - Bank beobachteten Anomalien des Strömungsfeldes in Bezug auf die Bildung einer Taylor - Kappe bzw. die resonante Anregung topographischer Wellen durch eine periodische Gezeitenströmung zu reproduzieren und zu bewerten. Einen wesentlichen Aspekt bildete dabei die Untersuchung des Einflusses variabler Schichtungsverhältnisse auf die kuppennahe Zirkulation. Die Modellkonfiguration entspricht in weiten Teilen den Experimenten von *Haidvogel et al.* (1993) und *Beckmann und Haidvogel* (1997) und entspricht einem periodischen Kanal auf der f - Ebene. Die grundlegende Dimensionierung der Modelltopographie orientiert sich an der Originaltopographie des GEBCO - Datensatzes (*BODC*, 1994) und berücksichtigt vor allem die zonale Asymmetrie der Porcupine - Bank. Thermodynamische Effekte werden im Modell durch eine lineare Zustandsgleichung für die Dichte beschrieben, die weitestgehend an die Situation im Bereich des zentralen Kuppenplateaus während der verschiedenen Meßkampagnen angepaßt wurden. In Anlehnung an *Hogg* (1973) wurden die Fälle einer schwachen (März/April 1994), moderaten (April/Mai 1994) und starken Schichtung (Juni/Juli 1995) unterschieden und gegenüber den Beobachtungen stärker idealiert. Das Modell wird durch eine stetige bzw. periodische Anströmung mit eintägiger Periode in Form einer entsprechenden Randbedingung für die barotrope Stromfunktion Ψ . Der Fluß durch den Modellkanal wird in Nord - Süd - Richtung angenommen und am südlichen Eingang des Kanals initiiert. Windeinfluß, halbtägige Gezeiten sowie zonal fortschreitende Gezeitenwellen werden ebenso vernachlässigt wie vertikale oder horizontale Strömungsscherungen.

Die Modellergebnisse bestätigen, daß die wesentlichen Eigenschaften der kuppennahen Zirkulation durch Wechselwirkungen zwischen der unregelmäßigen Kuppengeometrie der Porcupine - Bank und der Intensität der Schichtung der kuppennahen Wassersäule charakterisiert ist. Im Fall einer stetigen Anströmung und schwacher Schichtung wird die Bildung einer geschlossenen Antizyklone, vergleichbar zu den Effekten an einer Kuppe mit geringer Kuppenhöhe (*Chapman und Haidvogel*, 1992), unterdrückt. Mit zunehmender Schichtung entwickelt sich eine geschlossene Umströmung der Porcupine - Bank, deren Zentrum leicht stromabwärts verschoben ist. Dabei wird die vertikal barotrope Säulenform des Geschwindigkeitsfeldes in eine nicht mehr tiefenunabhängige Kegelform überführt. Die Umströmung der Bank erfolgt extrem asymmetrisch. Die Strömungsgeschwindigkeiten sind entlang der

westlichen Kuppenflanke um etwa den Faktor 3 gegenüber der Amplitude der Anströmung erhöht und erreichen 30 cm s^{-1} . Die Rezirkulation entlang der östlichen Kuppenflanke weist hingegen Strömungsamplituden von maximal 3 cm s^{-1} auf. Eine periodische Anströmung der Bank führt zu einer resonanten Anregung topographischer Wellen im Bereich des Kuppenzentrums. Die nichtlineare Rektifizierung dieser Wellen erzeugt eine zeitlich gemittelte Restströmung in Form einer antizyklonalen Umströmung der Bank. Ausgehend von einer Amplitude der Anregung von 1 cm s^{-1} erreichen die Strömungsamplituden bei schwacher Schichtung 22 cm s^{-1} entlang der westlichen Kuppenflanke bzw. 30 cm s^{-1} entlang der östlichen Kuppenflanke. Im Unterschied zu einer stetigen Anströmung der Bank ist somit eine umgekehrt asymmetrische Zirkulationszelle zu beobachten. *Beckmann* (1995) zeigte, daß die Kuppengeometrie das Resonanzverhalten topographischer Wellen erheblich mitbeeinflusst. An Kuppen mit nahezu vertikalen Flanken bzw. unendlicher kleiner Amplitude ist keine Resonanz zu beobachten. In allen anderen Fällen dominiert das Gefälle der Kuppenflanken. Der vergleichsweise geringe Neigungswinkel der östlichen Kuppenflanke der Porcupine - Bank erfüllt somit die Voraussetzungen für ein ideales Resonanzverhalten. Mit zunehmender Schichtungsintensität werden die Strömungsamplituden der antizyklonalen Restströmung erheblich gedämpft, während der Einfluß der Kuppengeometrie spürbar nachläßt. Bei starker Schichtung nimmt das Strömungsmaximum entlang der westlichen Kuppenflanke auf 10 cm s^{-1} , entlang der östlichen Kuppenflanke auf 12 cm s^{-1} ab. Gleichzeitig wird die Strömung in hohem Maße bodenintensiviert. Ein quantitativer Vergleich der Modellergebnisse mit den ADCP - Messungen für die hydrographische Situation im Juni/Juli 1995 wäre aufgrund der erheblichen Einschränkungen der Modellkonfiguration spekulativ. Die auffällige Übereinstimmung der Strukturen der Antizyklone zwischen den Beobachtungen und den Modellergebnissen für eine periodische Anströmung der Bank bei starker Schichtung im Bereich des zentralen Kuppenplateaus bei 53.5°N deutet jedoch darauf hin, daß zumindest in diesem Zeitraum nur die nichtlineare Rektifizierung resonant angeregter topographischer Wellen als wesentlicher Mechanismus in Frage kommt.

Abkürzungsverzeichnis

AABW	Antarctic Bottom Water (Antarktisches Bodenwasser)
ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler: Meßgerät zur akustischen Strömungsmessung nach dem Doppler - Prinzip
AIW	Arctic Intermediate Water (Arktisches Zwischenwasser)
B	Burger - Zahl: Dimensionslose Größe zur Beschreibung des Einflusses der Schichtung im Verhältnis zur Geometrie der Bodentopographie ($B = \frac{N^2 H^2}{f^2 L^2}$)
BAH	Biologische Anstalt Helgoland
CODAS	Common Oceanographic Data Access System: Datenbank zur Verarbeitung und Verwaltung von ADCP - Daten
CTD	Conductivity - Temperature - Depth: Vertikalsonde zur Bestimmung von Leitfähigkeit (Salzgehalt), Temperatur und Druck von Meerwasser
δ	Verhältnis der Höhe (h) einer unterseeischen Kuppe zur Tiefe des umgebenden Meeresbodens (H)
ENAW	Eastern North Atlantic Water (Östliches Nordatlantikwasser)
f	Coriolisparameter bzw. planetarische Vorticity
g	Schwerebeschleunigung
GEBCO	GEneral Bathymetric Charts of the Oceans
GPS	Global Positioning System: Satellitennavigationssystem
IfM HH	Institut für Meereskunde der Universität Hamburg
ISOW	Iceland Scotland Overflow Water (Island - Schottland Overflow Wasser)
λ	Vereinfachte Form der potentiellen Vorticity in Meeresgebieten, wo die relative Vorticity (ζ) gegenüber dem Coriolisparameter (f) vernachlässigt werden kann ($\lambda = \frac{N^2 f}{g}$)
LDW	Lower Deep Water (Unteres Tiefenwasser)
LSW	Labrador Sea Water (Labradorseewasser)
MW	Mediterranean Water (Mittelmeerwasser)
N^2	Stabilitätsfrequenz: Maß für die Stabilität einer Wassermasse (s^{-2}), proportional zum vertikalen Dichtegradienten
NAC	North Atlantic Current (Nordatlantischer Strom)
NADW	North Atlantic Deep Water (Nordatlantisches Tiefenwasser)
NSDW	Norwegian Sea Deep Water (Norwegensee - Tiefenwasser)

O ₂	Sauerstoffgehalt (ml ⁻¹)
Φ	Maß für die Stabilität der Schichtung einer Wassersäule in Form der potentiellen Energie, die für die vertikale Durchmischung einer Wassersäule bis zu einem vollständig homogenen Zustand aufgewendet werden muß (Jm ⁻³)
Ro	Rossby - Zahl: Dimensionslose Größe zur Skalierung von Bewegungsvorgängen im Ozean ($Ro = \frac{U}{fL}$)
S	Salzgehalt
SAIW	Subarctic Intermediate Water (Subarktisches Zwischenwasser)
SEC	Shelf Edge Current (Schelfrandstrom)
SEFOS	Shelf Edge Fisheries and Oceanography Studies (Multidisziplinäres Projekt der EU zur Erforschung des Laich- und Wanderungsverhaltens kommerziell bedeutender Fischarten und ihrer physikalischen Umwelt im Bereich des europäischen Schelfrandes zwischen Portugal und Norwegen, 1994 - 1996)
σ ₀	Anomalie der potentiellen Dichte bezogen auf die Meeresoberfläche (kgm ⁻³)
σ ₁	Anomalie der potentiellen Dichte bezogen auf einen Druck von 1000 dbar (kgm ⁻³)
σ _{1.5}	Anomalie der potentiellen Dichte bezogen auf einen Druck von 1500 dbar (kgm ⁻³)
SPEM	Sigma - coordinate Primitive Equation Model: Numerisches Strömungsmodell
SPMW	Subpolar Mode Water (Subpolares Modewasser)
SSEC	Secondary Shelf Edge Current (Sekundärer Schelfrandstrom)
Sv	Einheit für den Volumentransport zu Ehren von H. U. Sverdrup (1 Sv = 10 ⁶ m ³ s ⁻¹)
Θ	Potentielle Temperatur bezogen auf die Meeresoberfläche (°C)
WHP	WOCE Hydrographic Programme
WNAW	Western North Atlantic Water (Westliches Nordatlantikwasser)
WOCE	World Ocean Circulation Experiment
ζ	relative Vorticity: Maß für die Rotationsbewegung eines Wasserkörpers relativ zur Erdoberfläche

Literaturverzeichnis

- Arakawa, A. und V. R. Lamb, Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model, *Methods in Computational Physics*, 17, 173–265, 1977.
- Arhan, M., The North Atlantic Current and Subarctic Intermediate Water, *Journal of Marine Research*, 48, 109–144, 1990.
- Arhan, M., A. C. de Verdiere und L. Memery, The eastern boundary of the subtropical North Atlantic Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 24, 1295–1316, 1994.
- Bartsch, J. und S. Coombs, A numerical model of the dispersion of blue whiting larvae, *micromesistius poutassou* (Risso), in the eastern North Atlantic, *Fisheries Oceanography*, 6(3), 141–154, 1997.
- Beckmann, A., Numerical modeling of time - mean flow at isolated seamounts, in *Topographic effects in the ocean - Proceedings Hawaiian Winter Workshop, January 17 - 20, 1995*, Seiten 57–66, University of Hawaii at Manoa, 1995.
- Beckmann, A., Dynamical processes at isolated seamounts, habil. arbeit, Carl von Ossietzky - Universität Oldenburg, Fachbereich Physik, 1999.
- Beckmann, A. und D. Haidvogel, Numerical simulation of flow at Fieberling Guyot, *Journal of Geophysical Research*, 102(C3), 5595–5613, 1997.
- Bersch, M., On the circulation of the northeastern North Atlantic, *Deep-Sea Research*, 42, 1583–1607, 1995.
- Bersch, M., J. Meincke und A. Sy, Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic 1991 - 1996, *Deep-Sea Research Part II*, 46, 55–75, 1999.
- BODC, *GEBCO digital atlas*, British Oceanographic Data Centre (BODC), Proudman Oceanographic Laboratory, 1994.
- Booth, D. A., Eddies in the Rockall Trough, *Oceanologica Acta*, 11(3), 213–219, 1988.
- Booth, D. A. und D. J. Ellett, The Scottish continental slope current, *Continental Shelf Research*, 2(2/3), 127–146, 1983.

- Booth, D. A. und D. T. Meldrum, Drifting buoys in the Northeast Atlantic, *Journal du Conseil - Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer*, 43, 261–267, 1987.
- Brink, K. H., The effect of stratification on seamount - trapped waves, *Deep-Sea Research*, 36, 825–844, 1989.
- Brink, K. H., On the generation of seamount - trapped waves, *Deep-Sea Research*, 37, 1569–1582, 1990.
- Brink, K. H., Tidal and lower frequency currents above Fieberling Guyot, *Journal of Geophysical Research*, 100(C6), 10817–10832, 1995.
- Candela, J., R. C. Beardsley und R. Limeburner, Removing tides from shipmounted ADCP data, with application to the Yellow Sea, in *Proceedings of the IEEE Fourth Working Conference on Current Measurements*, hg. G. F. Appell, und T. B. Curtin, Seiten 859–865, Institute of Electrical and Electronics Engineers, New York, 1990.
- Chapman, D. C., Enhanced subinertial diurnal tides over isolated topographic features, *Deep-Sea Research*, 36, 815–824, 1989.
- Chapman, D. C. und D. B. Haidvogel, Formation of Taylor caps over a tall, isolated seamount in a stratified ocean, *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, 64, 31–65, 1992.
- Culberson, D. H., Dissolved oxygen, in *WHP Operations and Methods*, Seiten 15,15, 1991.
- Cunningham, S. A. und T. W. N. Haine, Labrador Sea Water in the eastern North Atlantic. part I: A synoptic circulation inferred from a minimum in potential vorticity, *Journal of Physical Oceanography*, 25, 649–665, 1995.
- da Silva, A. J., C. Mohn und W. R. Turrell, CTD observations along the European Shelf Edge - comparison of data processing algorithms, *ICES C. M. 1995, C:5*, 20, 1995.
- Dickson, R. R. und J. Brown, The prediction of North Atlantic Deep Water: Sources, rates and pathways, *Journal of Geophysical Research*, 99(C9), 12319–12341, 1994.
- Dickson, R. R., J. Lazier, J. Meincke, P. Rhines und J. Swift, Long - term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic, *Progress in Oceanography*, 38, 241–295, 1996.
- Dietrich, G., *Atlas of the hydrography of the northern North Atlantic Ocean*, Conseil pour l'Exploration de la Mer, Service Hydrographique, Charlottenlund Slot, 1969.

- Dooley, H. D., Aspects of oceanographic variability on Scottish fishing grounds, Dr. Arbeit, University of Aberdeen, 1984.
- Ellett, D. J. und J. H. A. Martin, The physical and chemical oceanography of the Rockall Channel, *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 88B, 61–81, 1973.
- Ellett, D. J., H. D. Dooley und H. W. Hill, Is there a Northeast Atlantic slope current?, *ICES C. M. 1979, C:35*, 11, 1979.
- Ellett, D. J., A. Edwards und R. Bowers, The hydrography of the Rockall Channel - an overview, *Deep-Sea Research*, 20, 585–625, 1986.
- Eriksen, C. C., Observations of amplified flows atop a large seamount, *Journal of Geophysical Research*, 96, 15227–15236, 1991.
- Firing, E., J. Ranada und P. Caldwell, Processing ADCP data with the CODAS software system version 3.1, User's manual, Joint Institute for Marine and Atmospheric Research, University of Hawaii, 1995.
- Friedrich, H., *Meeresbiologie*, Gebrüder Bornträger, Berlin, 1965.
- Gurgel, K. W., Erfahrungen mit dem Satelliten - Navigationssystem GPS - Genauigkeiten an Land und auf See, *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 44, 35–49, 1992.
- Haidvogel, D. B. und A. Beckmann, *Numerical ocean circulation modeling*, Imperial College Press, London, 1999.
- Haidvogel, D. B., J. L. Wilkin und K. S. Hedström, A semi - spectral primitive equation ocean circulation model using vertical sigma and orthogonal curvilinear horizontal coordinates, *Journal of Computational Physics*, 94, 151–185, 1991.
- Haidvogel, D. B., A. Beckmann, D. C. Chapman und R.-Q. Lin, Numerical simulation of flow around a tall isolated seamount. Part II: Resonant generation of trapped waves, *Journal of Physical Oceanography*, 23(11), 2373–2391, 1993.
- Harvey, J., θ -S relationships and water masses in the eastern North Atlantic, *Deep-Sea Research*, 29(8A), 1021–1033, 1982.
- Harvey, J. G. und A. Theodorou, The circulation of Norwegian Sea overflow in the eastern North Atlantic, *Oceanologica Acta*, 2, 393–402, 1986.
- Hedström, K. S., User's manual for a semi - spectral primitive equation ocean circulation model, version 3.9, User's manual, Institute of Marine and Coastal Sciences, Rutgers University, 1994.

- Hill, A. E. und E. G. Mitchelson - Jacob, Observations of a poleward - flowing saline core on the continental slope west of Scotland, *Deep-Sea Research Part I*, 40(7), 1521–1527, 1993.
- Hill, A. E., K. Jones, J. H. Simpson, G. I. Shapiro, R. McCandliss, H. Wilson und J. Leftley, The Malin cascade in winter 1996, *Journal of Marine Research*, 56, 87–106, 1998.
- Hogg, N. G., On the stratified Taylor column, *Journal of Fluid Mechanics*, 58, 515–537, 1973.
- Hunkins, K., Anomalous diurnal tidal currents on the Yermak Plateau, *Journal of Marine Research*, 44, 51–69, 1986.
- Huppert, H. E., Some remarks on the initiation of inertial Taylor columns, *Journal of Fluid Mechanics*, 67, 397–412, 1975.
- Huppert, H. E. und K. Bryan, Topographically generated eddies, *Deep-Sea Research*, 23, 655–679, 1976.
- Huthnance, J. M., The Rockall slope current and shelf edge processes, *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 88B, 83–101, 1986.
- Huthnance, J. M., Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: The role of physical processes at the shelf edge, *Progress in Oceanography*, 35, 353–431, 1995.
- Huthnance, J. M. und W. J. Gould, On the Northeast Atlantic slope current, in *Poleward Flows along Eastern Ocean Boundaries*, hg. S. Neshyba, C. N. K. Mooers, R. L. Smith, und R. T. Barber, Seiten 76–81, Springer Verlag, Berlin, 1989.
- Johnson, E. R., Trapped vortices in rotating flow, *Journal of Fluid Mechanics*, 86, 209–224, 1978.
- Joyce, T. M., On in situ calibration of shipboard ADCPs, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 6, 169–172, 1989.
- Karstensen, J., Über die Ventilation der Thermokline des Indischen Ozeans, Dr. Arbeit, Universität Hamburg, Fachbereich Geowissenschaften, 1999.
- Käse, R. H. und W. Krauss, The Gulf Stream, the North Atlantic Current, and the origin of the Azores Current, in *The warmwatersphere of the North Atlantic Ocean*, hg. W. Krauss, S. 446, Gebrüder Bornträger, Stuttgart, 1996.
- Klein, B., Die Kapverden - Frontalzone, Dr. Arbeit, Universität Kiel, Mathematisch - Naturwissenschaftliche Fakultät, 1992.

- Kramer, R., I. Horn und F. Oestereich, Sample oxygen measurements on WHP - A1, in *Meteor Reise M30 im Nordatlantik 1994*, hg. K. P. Koltermann, O. Pfannkuche, und J. Meincke, Seiten 86–90, Leitstelle Meteor, Institut für Meereskunde der Universität Hamburg, 1996.
- Kunze, E. und J. M. Toole, Tidally driven vorticity, diurnal shear and turbulence atop Fieberling Guyot, *Journal of Physical Oceanography*, 27, 2663–2693, 1997.
- McCartney, M. S., Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic, *Progress in Oceanography*, 29, 283–383, 1992.
- McCartney, M. S. und L. D. Talley, The Subpolar Mode Water of the North Atlantic Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, 12, 1169–1188, 1982.
- Meincke, J., Convection in the oceanic waters west of Britain, *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 88B, 127–139, 1986.
- Mohn, C., J. M. Cabanas, A. J. da Silva, A. Lavin, E. Svendsen, W. Turrell, A. Uriarte und M. White, Recipes on oceanographic water sample analysis and CTD data calibration, SEFOS technical report, Institut für Meereskunde der Universität Hamburg, 1995.
- Owens, W. B. und N. G. Hogg, Oceanic observations of stratified Taylor columns near a bump, *Deep-Sea Research*, 27A, 1029–1045, 1980.
- Pacanowski, R. C. und S. G. H. Philander, Parametrization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans, *Journal of Physical Oceanography*, 11, 1443–1451, 1981.
- Pingree, R., B. Sinha und C. R. Griffiths, Seasonality of the slope currents in the Goban Spur region and implications for ocean - slope - shelf exchange, OMEX final annual report, Plymouth Marine Laboratory, 1996.
- Pingree, R. D., Flow of surface waters to the west of the British Isles and in the Bay of Biscay, *Deep-Sea Research Part II*, 40(1/2), 369–388, 1993.
- Pingree, R. D. und B. Le Cann, Celtic and Armorican slope and shelf residual currents, *Progress in Oceanography*, 23, 303–338, 1990.
- Pollard, R. und J. Reid, A method for calibrating shipmounted acoustic doppler current profilers, and the limitations of gyro compasses, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 6, 859–865, 1989.
- Pollard, R. T. und S. Pu, Structure and circulation of the upper Atlantic Ocean northeast of the Azores, *Progress in Oceanography*, 14, 443–462, 1985.

- Pollard, R. T., M. J. Griffiths, S. A. Cunningham, J. F. Read, F. F. Perez und A. F. Rios, VIVALDI 1991 - a study of the formation, circulation and ventilation of the Eastern North Atlantic Central Water, *Progress in Oceanography*, 37, 167–192, 1996.
- Pond, S. und G. L. Pickard, *Introductory dynamical oceanography*, Pergamon Press, 2. Ausg., 1983.
- Proudman, J., On the motion of solids in a liquid possessing vorticity, *Proceedings of the Royal Society A*, 92, 408–424, 1916.
- Proudman, J., Origin of Jupiter's Great Red Spot, *Nature*, 190, 895–896, 1961.
- Reid, J. L., On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian - Greenland Sea, *Deep-Sea Research*, 26, 1199–1223, 1979.
- Saunders, P. M., Circulation in the eastern North Atlantic, *Journal of Marine Research*, 40 (Suppl), 641–657, 1982.
- Sea-Bird Electronics, Inc., Seasoft - CTD data acquisition software, User's manual, Sea-Bird Electronics, Inc., 1994.
- Simpson, J. H., The shelf sea fronts: implications for their existence and behaviour, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A* 302, 531–546, 1981.
- Strickland, J. D. H. und T. R. Parsons, *A practical handbook of seawater analysis*, Bd. Bulletin 167, Fisheries research board of Canada, Ottawa, 1972.
- Swallow, J. C., W. J. Gould und P. M. Saunders, Evidence for a poleward eastern boundary current in the North Atlantic Ocean, *ICES C. M. 1977, C:32*, 21, 1977.
- Sy, A., U. Schauer und J. Meincke, The North Atlantic Current and its associated hydrographic structure above and eastwards the Mid - Atlantic Ridge, *Deep-Sea Research*, 39(5), 825–853, 1992.
- Sy, A., M. Rhein, J. Lazier, K. P. Koltermann, J. Meincke, A. Putzka und M. Bersch, Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean, *Nature*, 386, 675–679, 1997.
- Talley, L. D. und M. S. McCartney, Distribution and circulation of Labrador Sea Water, *Journal of Physical Oceanography*, 12, 1189–1205, 1982.
- Taylor, G. I., Motions of solids in fluids when the flow is not irrotational, *Proceedings of the Royal Society A*, 93, 99–113, 1917.
- Taylor, G. I., Experiments on the motion of solid bodies in rotating fluids, *Proceedings of the Royal Society A*, 104, 213–218, 1923.

- Tsuchiya, M., L. D. Talley und M. S. McCartney, An eastern Atlantic section from Iceland southwards across the equator, *Deep-Sea Research*, 39(11/12), 1885–1917, 1992.
- Turrell, W. R., A. J. da Silva, C. Mohn, C. Griffiths, A. Lavin, E. Svendsen und M. White, A quasi - synoptic survey of the European continental shelf edge during the SEFOS project, *ICES C. M. 1995*, C:10, 22, 1995.
- van Aken, H. M. und G. Becker, Hydrography and through - flow in the northeastern North Atlantic Ocean: the NANSEN project, *Progress in Oceanography*, 38, 297–346, 1997.
- van Aken, H. M. und C. J. de Boer, On the synoptic hydrography of intermediate and deep water masses in the Iceland Basin, *Deep-Sea Research*, 42, 165–189, 1996.
- van Bennekom, A. J., Dissolved silica as an indicator of Antarctic Bottom Water penetration, and the variability in the bottom layers of the Norwegian and Iceland Basins, *Rit Fiskideilar*, 9, 101–109, 1985.
- Vastano, A. C. und B. A. Warren, Perturbations to the Gulf Stream by Atlantis II Seamount, *Deep-Sea Research*, 23, 681–694, 1976.
- Verron, J. und C. Le Provost, A numerical study of quasi - geostrophic flow over isolated topography, *Journal of Fluid Mechanics*, 154, 231–252, 1985.
- Wade, I. P., Subarctic Intermediate Water in the eastern North Atlantic, Dr. Arbeit, University of East Anglia, Norwich, 1995.
- Wallace, D. W. R. und J. R. N. Lazier, Anthropogenic chlorofluoromethanes in newly formed Labrador Sea Water, *Nature*, 332, 61–63, 1988.
- White, M. und P. Bowyer, The shelf edge current northwest of Ireland, *Annales Geophysicae*, 15, 1076–1083, 1997.
- White, M., R. Raine und P. Bowyer, Slope current dynamics and variability west of Ireland, OMEX final annual report, University College Galway, 1997.
- White, M., C. Mohn und M. Orren, Nutrient distributions across the Porcupine - Bank, *ICES Journal of Marine Science*, 55, 1082–1094, 1998.
- Woelk, S., Über Transporte und Flüsse im nördlichen Nordatlantik im Herbst 1994, Dr. Arbeit, Universität Hamburg, Fachbereich Geowissenschaften, 1999, im Druck.
- Worthington, L. V., The Norwegian Sea as a mediterranean basin, *Deep-Sea Research*, 17, 77–84, 1970.

Wüst, G., *Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans - Das Bodenwasser und die Stratosphäre*, Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff METEOR, Springer Verlag, Berlin, 1935, Band 6, 1. Teil.

Zenk, W., Zur Schichtung des Mittelmeerwassers westlich von Gibraltar, *METEOR - Forschungsergebnisse*, 9, 1-30, 1971.

Danksagung

Prof. Dr. Jens Meincke möchte ich für die wissenschaftliche Betreuung dieser Arbeit und seine Unterstützung während der gesamten Promotionszeit danken.

Dr. Corinna Schrum danke ich, daß sie sich bereit erklärt hat, als Gutachterin dieser Arbeit zur Verfügung zu stehen.

Ein besonderer Dank geht an Dr. Joachim Bartsch und Dipl. - Oz. Manfred Bersch für viele Anregungen, an- und aufregende Diskussionen, wertvolle Tips und nicht zuletzt die gute Zusammenarbeit in den letzten Jahren.

Der Hauptteil dieser Arbeit stützt sich auf die Auswertung und Interpretation von Beobachtungsdaten. In diesem Zusammenhang gebührt Kapitän Heimo Schmickler ein großer Dank für seine Hilfe bei der organisatorischen Vorbereitung der FS Valdivia - Fahrten 144/1 und 153 und der gesamten Schiffsbesatzung, ohne deren Einsatz eine erfolgreiche Durchführung dieser Fahrten nicht möglich gewesen wäre. Ulli Drübbisch, Klaus Schulze und Norbert Verch danke ich für ihre Hilfe bei technischen Fragen.

Darüberhinaus möchte ich Dr. Aike Beckmann für seine behutsame Einführung in die numerische Modellierung und die Betreuung des Modellteils dieser Arbeit danken.

Ein herzliches *cheers* geht an Dr. Martin White vom University College Galway für die Möglichkeit einer unkomplizierten und unverkrampften internationalen Zusammenarbeit. Für das nette Arbeitsklima im 4. Stock des IfM möchte ich mich bei allen Kolleginnen und Kollegen herzlich bedanken. Heike Wohlerth danke ich für ihre Unterstützung in vielen organisatorischen Dingen, Dr. Johannes Karstensen für das Korrekturlesen der Arbeit, Sofie Woelk für viele nette Gespräche und natürlich dem harten Kern der BULI - Tippgruppe (Felix, Henning, Kai und Marcus) für viele vergnügliche Stunden.

Ein ganz besonderer Dank geht an meine Freundin Karin. Ihre Geduld, ihr Verständnis, ihre bedingungslose Unterstützung und ihre wunderbaren Ablenkungsversuche waren und sind unschätzbar.

Für die finanzielle Unterstützung sei der Europäischen Gemeinschaft (EU) und der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) gedankt.